



Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques : l'éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne), la série des grès d'Annot (Alpes-de-Haute-Provence)

Michel Cremer

► To cite this version:

Michel Cremer. Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques : l'éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne), la série des grès d'Annot (Alpes-de-Haute-Provence). Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Bordeaux 1, 1983. Français. NNT: . tel-00694901

HAL Id: tel-00694901

<https://theses.hal.science/tel-00694901>

Submitted on 7 May 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



CREMER
(M.)

THÈSE

PRESENTÉE

A L'UNIVERSITE DE BORDEAUX I
POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES
PAR

15 JAN. 1986

Michel CREMER

Attaché de recherche au C.N.R.S.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

X

Sujet de la thèse :

APPROCHES SEDIMENTOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DES ACCUMULATIONS TURBIDITIQUES.

L'EVENTAIL PROFOND DU CAP-FERRET (GOLFE DE GASCogne),
LA SERIE DES GRES D'ANNOT (ALPES DE HAUTE PROVENCE)

Soutenue, le 2 juillet 1983, devant la Commission d'Examen :

MM. M. VIGNEAUX Professeur

A. KLINGEBIEL Professeur

R. PRUD'HOMME Professeur

L. MONTADERT Chef du Département de Géologie
de l'Institut Français du Pétrole

Ph. DURIX Délégué Permanent
du Comité d'Etudes Pétrolières Marines

P. VALERY Chef du Service de Géologie Marine
Société Nationale Elf-Aquitaine

Président

Examineurs

THÈSE

PRÉSENTÉE

A L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX I
POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES
PAR

15 JAN. 1986

Michel CREMER

Attaché de recherche au C.N.R.S.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43

N° Inv. 4.260

Sujet de la thèse :

APPROCHES SEDIMENTOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DES ACCUMULATIONS TURBIDITIQUES.

L'EVENTAIL PROFOND DU CAP-FERRET (GOLFE DE GASCogne),
LA SERIE DES GRES D'ANNOT (ALPES DE HAUTE PROVENCE)

Soutenue, le 2 juillet 1983, devant la Commission d'Examen :

MM. M. VIGNEAUX	Professeur	Président
A. KLINGEBIEL	Professeur	} Examineurs
R. PRUD'HOMME	Professeur	
L. MONTADERT	Chef du Département de Géologie de l'Institut Français du Pétrole	
Ph. DURIX	Délégué Permanent du Comité d'Etudes Pétrolières Marines	
P. VALERY	Chef du Service de Géologie Marine Société Nationale Elf-Aquitaine	

RESUME :

A l'aide de deux exemples, l'un actuel (l'éventail du Cap-Ferret), l'autre ancien (la série des Grés d'Annot) et par des méthodes d'approche complémentaires (analyse morphologique, sédimentologique, interprétation sismique) sont caractérisés les facteurs et les processus dynamiques qui conditionnent l'édification des appareils turbiditiques.

Le cadre morphostructural de la marge continentale, le climat et les variations du niveau marin déterminent le volume et la nature de l'alimentation terrigène, la dynamique des écoulements gravitaires et par conséquence les modalités de construction et d'évolution des appareils turbiditiques. L'éventail du Cap-Ferret, éloigné des sources terrigènes grossières se caractérise par l'importance des dépôts turbiditiques silto-argileux de débordement, fortement influencés par l'accélération complémentaire de Coriolis. Inversement les Grés d'Annot se mettent en place à proximité des sources terrigènes grossières et forment, dans des dépressions, des remplissages en «onlap», constitués de lobes gréseux très aplatis.

Mots-Clés : Deep-sea fan, Turbidites, Sismique, Golfe de Gascogne, Alpes, Quaternaire, Eocène.

- AVANT-PROPOS -

Avant d'exposer les résultats de mes recherches, je tiens à exprimer mes remerciements à tous ceux qui par leur soutien, leurs conseils ou leurs encouragements amicaux, ont contribué à l'élaboration de ce mémoire.

En m'acceptant dans son laboratoire, Monsieur le Professeur VIGNEAUX m'a donné les moyens d'effectuer mes recherches dans d'excellentes conditions. Je lui témoigne une profonde gratitude pour la confiance qu'il m'a accordée et je suis très honoré de le voir présider ce Jury de thèse.

Monsieur le Professeur KLINGEBIEL, qui déjà dirigeait ma thèse de troisième cycle, m'a fait le plaisir de bien vouloir à nouveau me guider dans mes travaux. Je lui suis gré d'avoir, en dépit de ses nombreuses obligations, suivi pas à pas mes recherches et contribué, par ses conseils avisés et une lecture attentive de mon manuscrit, à la mise en forme de mon mémoire. Qu'il soit assuré de ma très sincère reconnaissance.

Monsieur le Professeur PRUD'HOMME a toujours manifesté de l'intérêt pour mon travail, à l'occasion duquel j'ai pu apprécier toute la valeur des analyses morphologiques effectuées dans son laboratoire. Pour avoir accepté de siéger dans ce Jury et pour les judicieuses corrections qu'il m'a suggérées, je lui adresse mes plus vifs remerciements.

Il m'est particulièrement agréable de soumettre au jugement compétent de Monsieur MONTADERT, chef du département de géologie de l'Institut Français du Pétrole, les résultats de mes recherches. Il a défini ce sujet de thèse très intéressant, et en m'intégrant dans son équipe, ainsi que par ses chaleureux encouragements, il m'a permis de la mener à terme. Qu'il recoive ici, ainsi que Messieurs SALLE et BOIS, qui ont soutenu ma participation aux travaux de l'Institut Français du Pétrole, l'expression de ma respectueuse gratitude.

Monsieur DURIX me fait l'honneur de siéger à ce Jury. Par son intermédiaire, je voudrais remercier très vivement le Comité d'Etudes Pétrolières Marines pour l'opportunité qui m'a été donnée de participer aux différentes missions du Programme Cap-Ferret, et d'avoir mis à mon entière disposition les précieuses données recueillies, celles-ci constituant la charpente de ce mémoire.

Je suis gré à Monsieur VALERY, du fait de ses connaissances sur le Golfe de Gascogne, d'avoir accepté de juger mon travail. C'est aussi en tant que chef du service de géologie marine de la S.N.E.A.(P), que je lui adresse, ainsi qu'à ses prédécesseurs, Messieurs DELTEIL et GAIRAUD, toute ma reconnaissance pour l'accueil toujours bienveillant qui m'a été réservé dans ce service. A ces remerciements j'associerai Monsieur COUMES, qui a été l'initiateur du projet Cap-Ferret et qui m'a fait partager son intérêt pour la sédimentologie marine profonde.

Je ne saurais oublier tous mes collègues du service de sédimentologie qui ont su m'entourer d'une amicale atmosphère, et j'ai souvent, au cours de fructueuses discussions, sollicité leurs compétences. Je remercie très chaleureusement ceux qui, par la lecture critique de mon manuscrit, m'ont généreusement aidé à mieux exprimer les résultats de mes recherches.

J'ai reçu aussi de nombreux témoignages de sympathie qui ont facilité mes fréquents séjours parisiens. Ch. RAVENNE, ingénieur à l'I.F.P., a bien voulu prendre en charge le néophyte que j'étais ; il m'a fait partager son expérience et son enthousiasme, tant pour l'interprétation des données sismiques, qu'au cours des longues marches sur les Grès d'Annot. Avec P. ORSOLINI, ingénieur à la S.N.E.A.(P), j'ai eu de très cordiaux et profitables échanges d'idées. A tous deux mon amitié leur est acquise.

Pour la réalisation de ce mémoire, de nombreuses personnes ont apporté leur concours. En me donnant accès à de nombreux documents, en assurant l'analyse des échantillons, l'illustration ou la frappe de ce mémoire, elles m'ont fourni une aide précieuse. Qu'elles veuillent bien me pardonner de ne pas les citer toutes et qu'elles soient assurées de ma profonde reconnaissance.

Enfin, je réserverai dans cet avant-propos une place particulière à Annick qui, elle aussi, a largement contribué à cette thèse, ainsi qu'à Laurent Gaëlle-Anne et Sylvain, dont l'affection a été pour moi d'un grand soutien.

- SOMMAIRE -

	<u>Pages</u>
INTRODUCTION	1
<u>PREMIERE PARTIE</u> : LA SEDIMENTATION TURBIDITIQUE REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	5
<u>DEUXIEME PARTIE</u> : APPROCHE SEDIMENTOLOGIQUE DE DEUX EXEMPLES DE CORPS SEDIMENTAIRES TURBIDITQUES : L'EVENTAIL SUBAQUATIQUE ACTUEL DU CAP-FERRET, LA SERIE DES GRES D'ANNOT	57
<u>TROISIEME PARTIE</u> : APPROCHE SISMIQUE DES MODALITES D'EDIFICATION DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRT DANS LE CADRE DE L'EVOLUTION DE LA MARGE CONTINENTALE AQUITAINE AU CENOZOIQUE	177
<u>QUATRIEME PARTIE</u> : SYNTHESE ET CONCLUSION	319
BIBLIOGRAPHIE	I
ANNEXE I : ACQUISITION DES DONNEES	XXVII
ANNEXE II : CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE CAP-FERRET	XXXIX
LISTE DES ILLUSTRATIONS	LV
TABLE DES MATIERES	LIX
RESUME	

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 77 12 34 67 - Fax 04 77 51 40 58
 Mail: geosciences@univ-grenoble.fr

- INTRODUCTION -

BUT DU MEMOIRE

Ce travail, proposé par l'Institut Français du Pétrole, porte sur la caractérisation de la sédimentation détritique sur les talus et glacis des marges continentales, dans le but d'une application à l'exploration pétrolière.

En effet, au fur et à mesure du développement des études, le milieu marin profond, considéré dans le passé comme immobile et homogène, s'est révélé être le siège de processus sédimentaires actifs et diversifiés. Au niveau des marges continentales, deux principaux types de dynamique interviennent :

- une dynamique par courants de surface et par courants géostrophiques, transportant des sédiments fins en suspension ;

- une dynamique par écoulements gravitaires (sédimentation turbiditique au sens large) susceptibles d'édifier des corps sédimentaires importants (éventails subaquatiques profonds) qui présentent, par la diversité et l'agencement des faciès, un intérêt économique comme le prouve l'exploitation des gisements associés à ce type d'appareil.

L'étude que j'ai réalisée a donc pour but :

- de reconnaître la lithologie et la géométrie des appareils turbiditiques et d'en déduire les mécanismes de mise en place des sédiments ;
- de rechercher les paramètres et facteurs qui conditionnent l'organisation morphologique et faciologique des éventails subaquatiques.

METHODES D'APPROCHE

Le concept de sédimentation turbiditique, expliquant la présence de dépôts clastiques grossiers en milieu marin profond, a été initialement établi par l'analyse de séries de flysch de marges continentales anciennes (KUENEN et MIGLIORINI, 1950) ; par contre, la reconnaissance des appareils turbiditiques, situés au pied des marges continentales actuelles, a permis de proposer des modèles de dépôt plus précis (NORMARK, 1970a) qui ont été appliqués par la suite à des séries anciennes. Cette double approche de la sédimentation turbiditique est utilisée dans ce mémoire qui s'appuie sur l'analyse de deux exemples d'appareils, l'un actuel, l'autre ancien.

L'éventail subaquatique profond du Cap-Ferret (partie interne du Golfe de Gascogne), constitue l'objet principal de mon étude. Sa reconnaissance, réalisée dans le cadre d'un programme du Comité d'Etudes Pétrolières Marines (cf. annexe I), a fait appel à de nombreuses techniques d'observation (bathymétrie, prélèvements superficiels, sismique haute résolution ...) qui permettent :

- de relier l'organisation morphologique actuelle, les caractères et les mécanismes de distribution des sédiments du Quaternaire récent ;
- de proposer une reconstitution des modalités de son édification au cours du Cénozoïque.

Pour tenir compte de la diversité d'organisation des appareils turbiditiques, il m'est apparu indispensable de comparer l'éventail du Cap-Ferret où prédomine une sédimentation turbiditique silto-argileuse, à un autre appareil à prédominance sableuse, soit à *la série des Grès d'Annot* (Alpes de Haute-Provence) constituée de turbidites grossières déposées à l'Eocène supérieur dans la mer péri-alpine (cf. annexe I).

Ces deux exemples, abordés par des techniques d'observation différentes mais cependant parfaitement complémentaires, présentent une organisation distincte des dépôts. On peut ainsi approcher à différentes échelles d'espace et de temps :

- les facteurs qui influent sur le volume et la nature du flux terrigène alimentant les marges continentales ;

- les processus de ségrégation et de répartition des matériaux terrigènes, suivant la nature des écoulements gravitaires ;

- les modalités d'édification des appareils turbiditiques, en fonction du cadre climatique et morphostructural de la marge.

ORGANISATION DU MEMOIRE

Pour tenir compte de la diversité des informations et éviter un exposé à caractère monographique des deux exemples étudiés, ce mémoire est divisé en quatre parties.

- *La première partie* est une revue bibliographique de travaux traitant de la sédimentation turbiditique.

Après un rappel historique de l'évolution des connaissances sur la dynamique sédimentaire en milieu marin profond, une définition des différents écoulements gravitaires, des structures et des critères de reconnaissance des turbidites est donnée. Divers modèles d'éventails subaquatiques de référence sont ensuite décrits et leur intérêt économique est souligné. De cette revue bibliographique se dégagent les principaux axes de recherches qui ont orienté mon étude.

- *Dans la deuxième partie*, j'ai rassemblé les observations faites sur l'éventail actuel du Cap-Ferret et sur la série des Grès d'Annot.

Dans un premier chapitre sont présentés les caractères faciologiques et les mécanismes de mise en place et de distribution des dépôts superficiels de l'éventail du Cap-Ferret, cela en fonction des domaines morphologiques et des variations climatiques au Quaternaire récent.

Le deuxième chapitre est consacré à l'étude de la série des Grès d'Annot ; une fois situé le cadre général du bassin sédimentaire, je propose une interprétation de la lithologie et de la géométrie des dépôts sur un ensemble d'affleurements particuliers.

Dans le troisième chapitre, la comparaison de ces deux exemples conduit à reconnaître les facteurs responsables des différences observées dans leur organisation.

- *Dans la troisième partie*, les modalités d'édification à long terme de l'éventail du Cap-Ferret sont appréhendées à partir de données sismiques.

Sont tout d'abord exposés les bases de "l'interprétation stratigraphique des données sismiques" et les éléments spécifiques propres à guider cette étude (données de surface, cadre paléogéographique).

J'analyse ensuite des images sismiques particulières en termes de dynamique sédimentaire avant de proposer une reconstitution des étapes de l'édification de l'éventail du Cap-Ferret, cela dans le cadre de l'évolution de la marge continentale aquitaine au Cénozoïque.

- La synthèse des principaux résultats est effectuée dans la *quatrième partie*. Après avoir défini le rôle des écoulements gravitaires dans la dynamique sédimentaire sur les marges continentales, et souligné l'intérêt et les limites des méthodes d'approche utilisées pour cette étude, je décris les modalités d'édification des appareils turbiditiques (facteurs, processus dynamiques, organisation morphologique et faciologique) telles qu'elles peuvent être approchées à partir des deux exemples étudiés et des différents modèles déjà connus.

- PREMIERE PARTIE -

LA SÉDIMENTATION TURBIDITIQUE, REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

Premier chapitre : DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE EN MILIEU MARIN PROFOND :
EVOLUTION DES IDEES.

Deuxième chapitre : ECOULEMENTS GRAVITAIRES ET FACIES DE DEPOT
ASSOCIES.

Troisième chapitre : LES CORPS SEDIMENTAIRES TURBIDITIQUES :
LES EVENTAILS SUBAQUATIQUES PROFONDS.

Conclusion : BILAN DES CONNAISSANCES ET VOIES DE RECHERCHES.

- PREMIER CHAPITRE -

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE EN MILIEU MARIN PROFOND :

EVOLUTION DES IDEES.

La première étude générale des sédiments marins profonds, due à MURRAY et RENARD (1891), relate les observations effectuées au cours des missions du HMS CHALLENGER (1873-1876). Ces auteurs proposent la première classification des sédiments marins.

Pour eux, la profondeur de 100 brasses (183 m), au-delà de laquelle les courants et la houle ne se font plus sentir, correspond à la "mud-line", limite à partir de laquelle on ne trouve que des sédiments fins.

Ceux-ci comprennent :

- des dépôts pélagiques qui s'effectuent en milieu immobile, par chute des particules fines formées dans l'eau (argiles rouges et boues organogènes),
- des dépôts terrigènes, se localisant au voisinage des continents, apportés par les fleuves et le vent (vases).

Rôle des écoulements gravitaires :

L'idée que l'on se faisait d'une topographie simple, recouverte par des sédiments homogènes, va être modifiée par la suite en raison du développement des moyens d'accès à la connaissance des fonds océaniques.

L'application du sondage à ultra-sons, mis au point pendant la première guerre mondiale, permet de mettre en évidence l'abondance des "canyons" sous-marins. Deux théories voient le jour :

- les canyons sont dus à une érosion aérienne en période de bas niveau marin (SHEPARD, 1934) ;
- les canyons sont des vallées creusées par des courants de densité

(DALY, 1936) ; de tels courants, qui s'écoulent sous le poids des sédiments en suspension, ont déjà été reconnus dans le Lac Léman (FOREL, 1887).

Ce mécanisme de transport, appliqué à la compréhension des formations anciennes, remet en question l'interprétation des séries du type flysch dont la périodicité et l'épaisseur paraissent peu compatibles avec un milieu de dépôt peu profond, caractère qui semblait nécessaire pour expliquer la présence de sédiments gréseux.

Ce sont les observations faites sur les séries de flysch des Apennins par SIGNORINI (1936) et MIGLIORINI (1943), et étayées par les travaux expérimentaux en laboratoire de KUENEN (1937, 1950), qui démontrent le rôle des courants de turbidité dans l'alimentation terrigène des milieux marins profonds.

A partir de ces travaux, les séries gréseuses sont réexaminées en tant que dépôts profonds. Ces études sont d'abord axées sur l'analyse des figures de base des bancs turbiditiques (KUENEN et al., 1956-1957 ; DZULINSKI et al., 1959-1962 ; STANLEY, 1961) utilisées comme indicateurs du sens des paléocourants, puis sur la description et la signification génétique des structures internes des bancs (BOUMA, 1962 ; SANDERS, 1965). Depuis lors, la séquence de dépôt type résultant d'un courant de turbidité (*turbidite*) est définie en référence à la "séquence de BOUMA".

Dans le domaine marin actuel, les études sur le modèle du fond et sur le rôle des courants de turbidité dans la formation des canyons et dans l'alimentation terrigène des grands fonds sont également menées par de nombreux auteurs : ERICSON et al., 1952 ; HEEZEN et EWING, 1952 ; MENARD, 1955 ; MENARD et al., 1965 ; SHEPARD et DILL, 1966 ; SHEPARD et al., 1969 ; KELLING et STANLEY, 1970 ; HORN et al., 1972... Ces travaux ont pu être appliqués à l'étude de dépôts fossiles (Von RAD, 1968 ; NORMARK et PIPER, 1969).

Rôle des courants géostrophiques :

En 1966, HEEZEN, HOLLISTER et RUDDIMAN attirent l'attention sur le rôle des courants géostrophiques de contour ("contour currents") dans l'édification du glacis nord-ouest atlantique, par dispersion du matériel terrigène parallèlement aux isobathes. Le rôle de ces courants, ainsi que des courants d'échange entre bassins, mis en évidence par des traces sur le fond (sillon, ride sédimentaire) ou des mesures in situ, a fait l'objet de nombreuses publications (voir STOW, 1979). Les dépôts mis en place par les courants de contour ont été nommés *contourites*. Toutefois, les études ont montré que les courants de turbidité constituent l'agent dynamique dominant dans l'alimentation des

glacis et plaines abyssales tandis que le rôle des courants de contour se limite le plus souvent à une redistribution des sédiments fins déjà mis en suspension au sein de couches néphéloïdes ou de courants de turbidité (STANLEY et al., 1971 ; PRELL, 1977 ; YOUNG et SHOUTARD, 1978 ; STOW, 1979 ; CREMER et al., 1982).

Notion d'éventail subaquatique profond (deep-sea fan) :

C'est seulement en 1970 qu'un modèle de cône sous-marin ("deep-sea fan"), construit par les courants de turbidité, défini par des caractères à la fois morphologiques et faciologiques, est proposé par NORMARK à partir d'observations faites au large des canyons de la côte californienne.

Les progrès réalisés dans la reconnaissance des appareils turbiditiques actuels permettent maintenant de proposer pour les dépôts fossiles des modèles de sédimentation plus précis.

Antérieurement, les recherches portaient surtout sur la notion de "proximalité ou distalité" des dépôts en fonction du caractère plus ou moins grossier des sédiments et du développement de la séquence de Bouma (WALKER, 1967). En 1972, MUTTI et RICCI LUCCHI ont décrit, à partir des séries de flysch des Apennins, un modèle d'éventail subaquatique. Ce modèle, connu sous le nom de "modèle de MUTTI", a été établi par la reconnaissance d'associations de faciès de dépôt dont seulement quelques-uns sont reconnus à partir de termes de la séquence de BOUMA.

La mise en évidence de l'intérêt économique des dépôts turbiditiques en tant que roches réservoirs, et les progrès réalisés dans les techniques d'investigation (sondage multifaisceaux, reconnaissance sismique haute résolution, réalisation de forages profonds) ont, au cours de la dernière décennie, accéléré les recherches. Ces études effectuées sur les dépôts actuels ou fossiles et appuyées par des expériences en laboratoire montrent que les turbidites "classiques" définies par la séquence de BOUMA ne représentent qu'un des faciès de dépôt associés aux écoulements gravitaires et que les différents appareils turbiditiques ne peuvent être confondus en un seul modèle de dépôt.

En particulier, les tentatives de conciliation entre le modèle de NORMARK et celui de MUTTI, considérés respectivement comme modèles actuel et fossile, ont abouti à une confusion entre les notions morphologiques et faciologiques, or ces deux modèles, ainsi que le modèle de WALKER (1978) équivalent ancien du modèle de NORMARK, doivent être distingués de façon descriptive et génétique.

Ce résumé de l'évolution des idées sur la sédimentation en milieu marin profond souligne que celui-ci est, contrairement à ce que l'on pensait, le siège d'une dynamique sédimentaire active et variée.

Sur les marges continentales, les apports terrigènes sous forme de suspensions uniformes et les courants océaniques prennent une part non négligeable dans la sédimentation. Mais ce sont surtout les écoulements gravitaires qui jouent un rôle primordial dans l'alimentation terrigène des pentes et glaciaires continentaux, sur lesquels ils édifient des corps sédimentaires importants et diversifiés.

- DEUXIÈME CHAPITRE -

ÉCOULEMENTS GRAVITAIRES ET FACIES DE DEPOT ASSOCIES

Après avoir présenté les différents mécanismes qui interviennent dans les écoulements gravitaires, je décrirai les principaux types de dépôts qui en résultent, définis sous le terme général de turbidites (fig. 1).

1 - DYNAMIQUE DES ÉCOULEMENTS GRAVITAIRES

Le terme "écoulement gravitaire" ("gravity flow") désigne un écoulement de sédiments, ou d'un mélange eau-sédiments, sous l'effet de leur poids.

Par opposition aux courants océaniques, dans lesquels le transport des particules est assuré par le mouvement des masses d'eau, les écoulements gravitaires entraînent le déplacement du fluide dans le sens de la pente sous le poids des particules dispersées dans ce fluide.

Un écoulement gravitaire peut être créé par la concentration de particules en suspension augmentant la densité d'une masse d'eau par rapport aux masses d'eau environnantes (fig. 2). Mais, dans la plupart des cas, il s'agit d'une remobilisation de sédiments déjà déposés sur une pente.

Ces phénomènes sont intermittents, ils interviennent quand la pente limite d'un dépôt, définie par sa cohésion et son angle de frottement interne, est dépassée sous l'effet d'une trop forte accumulation, d'un ébranlement (séisme) ou d'une variation de la pression interstitielle.

En fonction de la nature des sédiments, de la valeur de la pente et de la distance parcourue, plusieurs types d'écoulements par gravité peuvent se manifester. Je décrirai successivement ces différents types d'écoulements et les structures des dépôts associés en faisant en particulier référence aux travaux de MIDDLETON (1966, 1967, 1969, 1970), HAMPTON (1972, 1975), MIDDLETON et HAMPTON (1973), LOWE (1976, 1982).

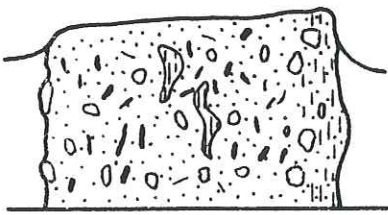
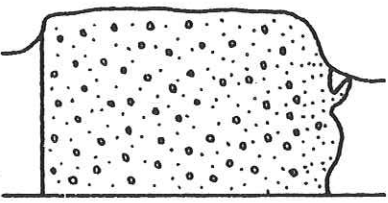
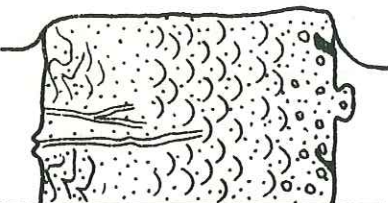
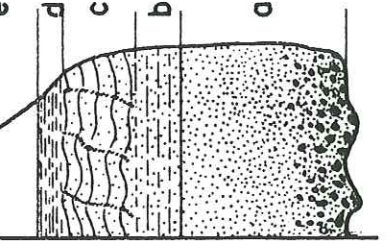
TERME GENETIQUE	MECANISMES de TRANSPORT	LITHOLOGIE ET STRUCTURE DU DEPOT	COULEE BOUEUSE "Débris Flow"	ECOULEMENT GRANULAIRE "Grain Flow"	ECOULEMENT FLUIDISE "Fluidized Flow"	COURANT DE TURBIDITE "Turbidity Current"
			Eléments supportés par la matrice	Collision intergranulaire	Entrainement par le liquide interstitiel	Turbulence
						
			Paraconglomérat	Conglomérat Grès massif	Grès massif	Turbidite classique
			Absence d'organisation	Faible organisation. Granoclasement inverse à la base	Figures d'échappement d'eau (soucoupe, pipe)	Séquence de BOUMA
			CRITERE de RECONNAISSANCE			

Fig. 1 - Les principaux écoulements gravitaires
(d'après MIDDLETON et HAMPTON, 1973)

1.1 - Coulée boueuse, écoulement de débris ("débris flow").

La coulée boueuse est un écoulement gravitaire dans lequel les éléments granulaires (grains, graviers, blocs) sont maintenus par flottaison dans une matrice argileuse. L'écoulement est plastique et la stabilité de la suspension ne dépend pas de sa vitesse. Lorsque le mouvement s'arrête sous l'effet de l'étalement de matériaux ou par diminution de la pente, il y a un phénomène de "gel" qui conduit à la mise en place de vases à éléments hétérométriques sans structure ou figure sédimentaire. Ce type d'écoulement résulte de la désorganisation complète de dépôts entraînés par glissement en masse ("sliding" puis "slumping"). Par incorporation d'eau, il peut se poursuivre sous forme de courants de turbidité (HAMPTON, 1972, 1975 ; COOK, 1979). Toutefois, selon la nature du sédiment initial et en fonction de l'importance relative des éléments argileux et granulaires, d'autres mécanismes de transport peuvent intervenir et conduire à des dépôts se rapprochant de ceux mis en place par les autres types d'écoulements gravitaires envisagés (fig. 2).

1.2 - Ecoulement granulaire ("grain flow").

L'écoulement est constitué par des grains qui demeurent disjoints et mobiles dans une matrice liquide, par l'effet de leurs interactions (agitation et chocs mécaniques). Ce type d'écoulement sous l'eau est identique à celui d'un tas de sable sec.

Ce mouvement est dit auto-entretenu car la puissance nécessaire pour l'entretenir est fonction de la vitesse. Quand la pente diminue, la puissance disponible (énergie potentielle) devient inférieure à la puissance dissipée par frottement et turbulence, et le mouvement s'arrête quasi instantanément ; le dépôt apparaît uniforme, sans granoclasement, sauf parfois un granoclasement inverse à la base.

D'après LOWE (1982), ce mécanisme ne peut produire à lui seul que des lits peu épais (5 cm) sous forme de "foreset" de dunes hydrauliques. Bien que décrit en tête de canyon (SHEPARD et DILL, 1966), l'écoulement granulaire type a donc une importance limitée. Par contre, l'interaction des grains intervient certainement au sein des courants de turbidité lorsque leur concentration est élevée.

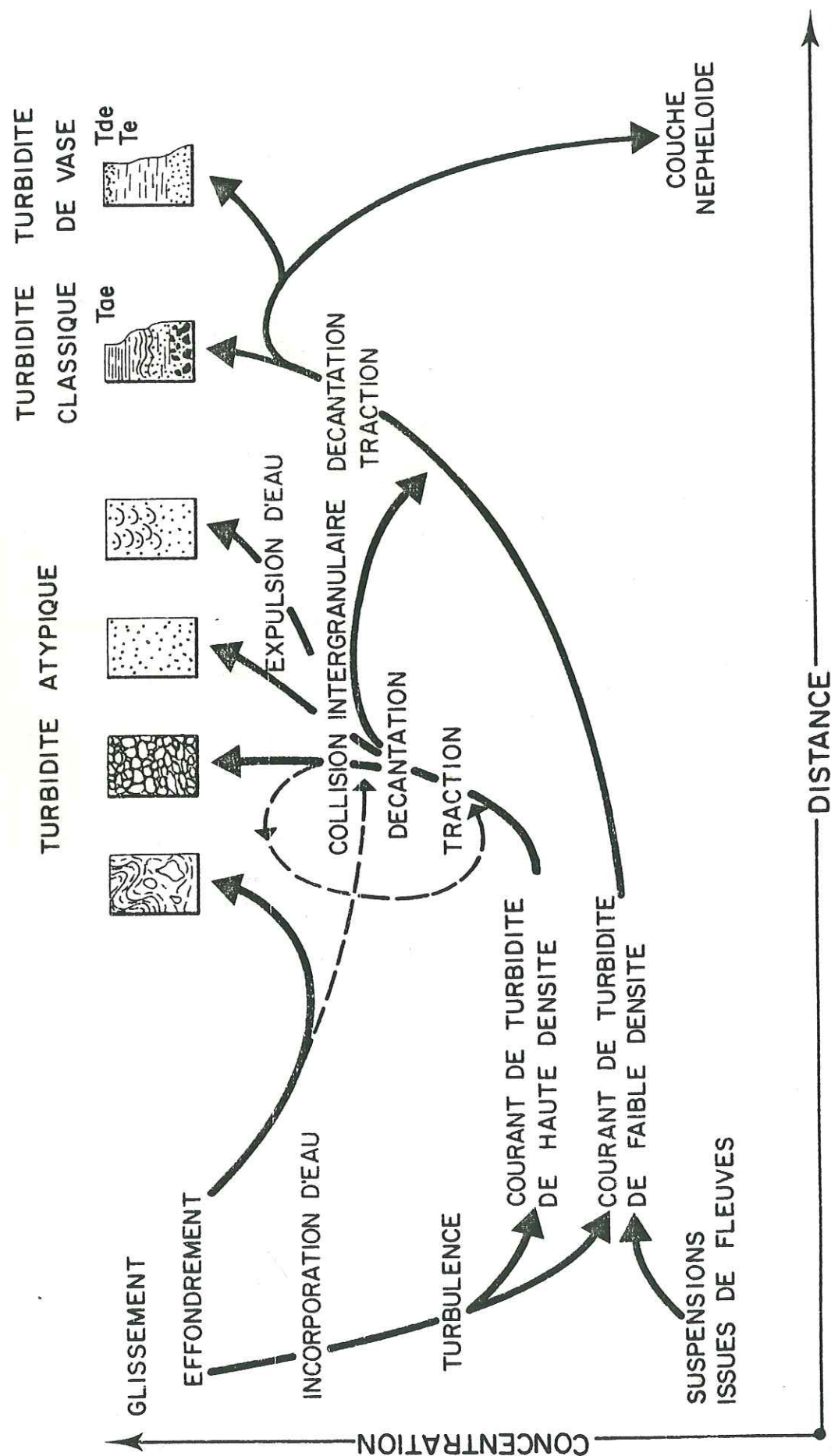


Fig. 2 - Schématisation des processus d'initiation des écoulements gravitaires et de mise en place des turbidites.

(d'après MIDDLETON et HAMPTON, 1976 ; WALKER, 1978 ; LOWE, 1982)

1.3 - Ecoulement "fluidisé" (fluidized flow). Ecoulement de sédiment liquéfié ("liquified flow").

Les sédiments (sable, silt grossier) sont maintenus en suspension par la force d'entraînement du liquide interstitiel qui s'écoule vers le haut.

Quand ce processus intervient dans la phase finale de mise en place, il se traduit par des dépôts massifs présentant des figures d'échappement d'eau: "dish structure" (coupelle) et "fluid escape pipe" (cheminée).

Certains auteurs (LOWE, 1975, 1982) distinguent les écoulements de sédiment liquéfié; il s'agit de sédiments granulaires peu compactés qui, à la suite d'un ébranlement, tendent à gagner un empilement plus dense. Les grains peuvent alors perdre le contact entre eux, ce qui provoque un effondrement de la cohésion et un écoulement en présence d'une pente même faible (3 à 10°).

Du fait de la perte en liquide interstitiel, l'excès de pression interstitielle est rapidement dispersé; ce mécanisme seul ne peut donc assurer un transport de sable sur de longues distances s'il n'est pas relayé par les processus d'interaction des grains (écoulement granulaire) ou par les phénomènes turbulents (courant de turbidité).

1.4 - Courant de turbidité ("turbidity current").

C'est un écoulement par gravité dans lequel les grains sont mis en suspension sous l'effet des mouvements turbulents du liquide.

La turbulence (BAGNOLD, 1952) est due à la vitesse de déplacement de l'écoulement, elle-même fonction de la densité relative de la suspension par rapport au liquide ambiant et donc fonction de la charge solide de l'écoulement.

Pour qu'un courant de turbidité se déclenche, il faut une suspension dont la densité est supérieure à celle de l'eau; pour qu'il se développe et se maintienne, il faut une pente suffisante.

Les matériaux transportés par un courant de turbidité sont généralement des sédiments remobilisés sous l'action de la gravité (débris flow, grain flow, liquified flow) et qui, par incorporation d'eau, forment une suspension dense (fig. 2); c'est un courant de turbidité de haute densité et par conséquent de vitesse élevée ("high velocity - high density turbidity current").

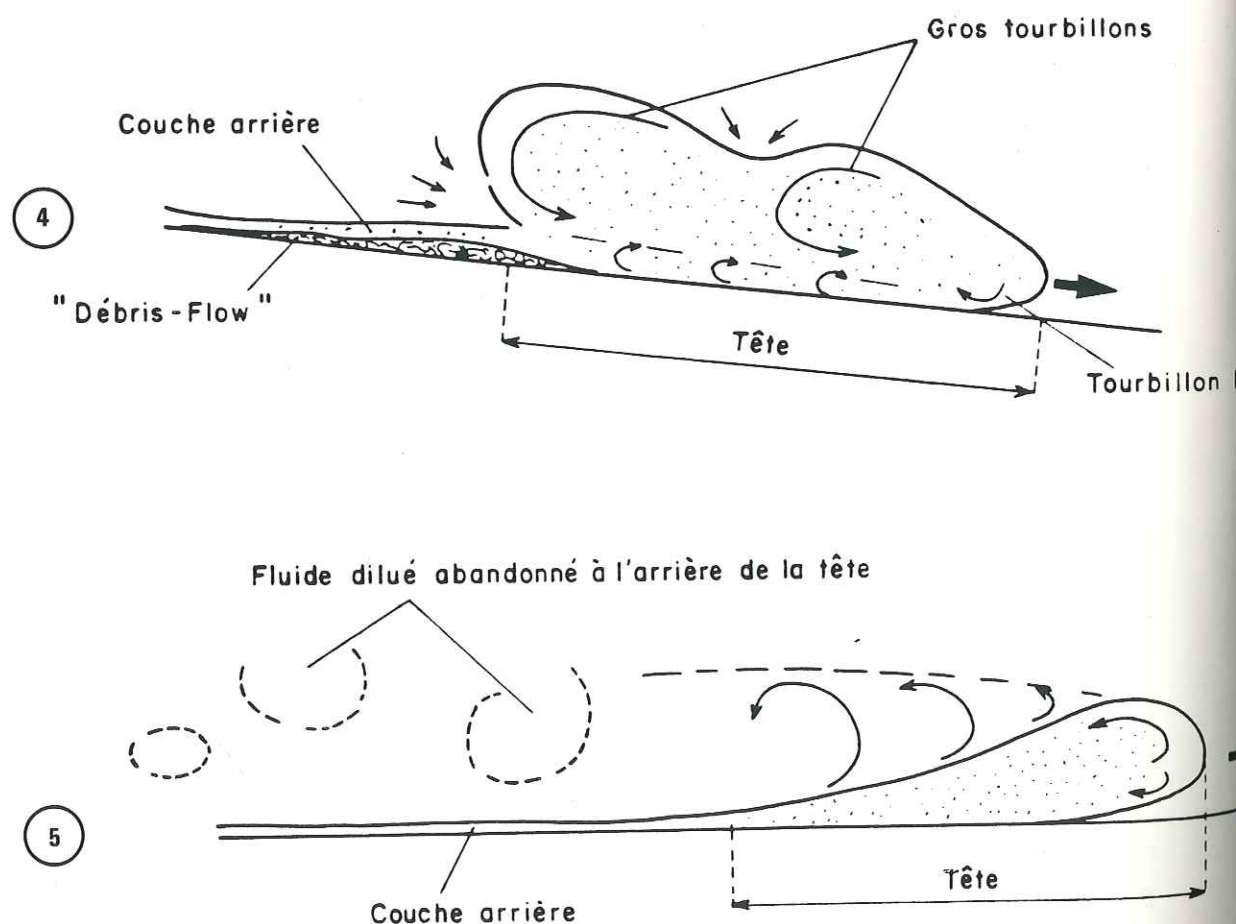
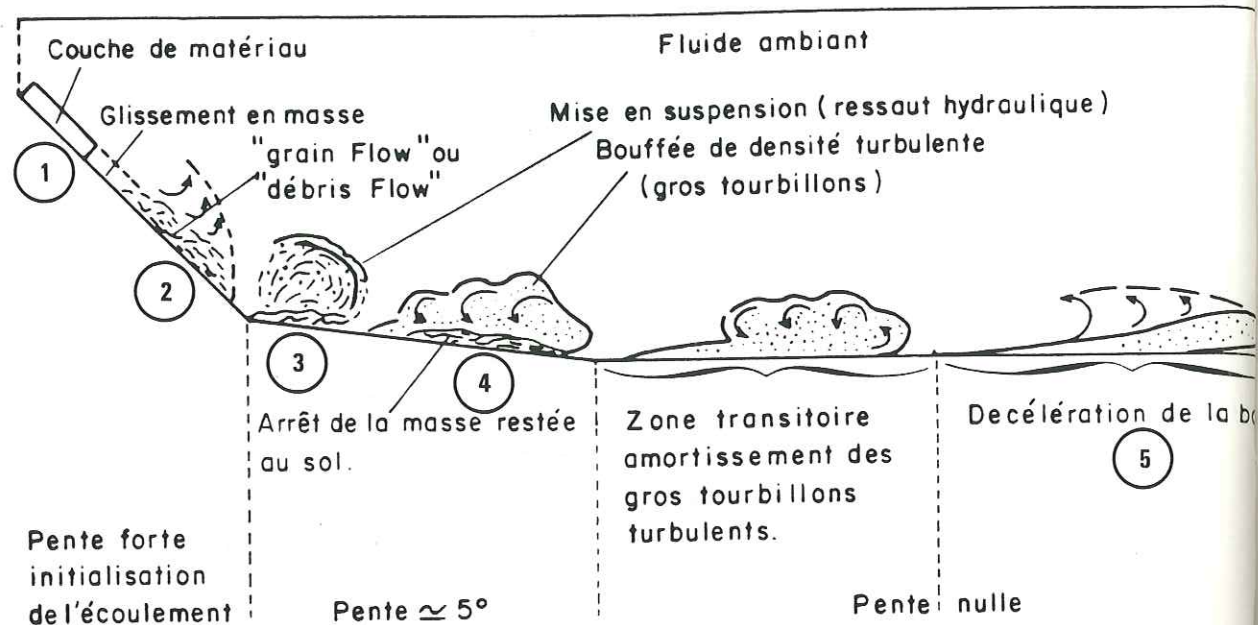


Fig. 3 - Simulation d'un courant de turbidité
(in RAVENNE et BEGHIN, 1982)

A l'opposé, les sédiments fins maintenus en suspension dans le milieu océanique peuvent, par concentration, créer une suspension assez dense pour former un courant de turbidité qui s'écoule vers le fond ou au-dessus d'une masse d'eau de densité supérieure ; c'est un courant de turbidité de faible densité et de faible vitesse ("low density - low velocity turbidity current"), nommé aussi "lutite flow" (MAC CAVE, 1972) dans la mesure où il ne transporte que des sédiments fins.

Description d'un courant de turbidité :

Différents travaux ont été tentés en laboratoire pour visualiser et analyser ce type d'écoulement (KUENEN, 1937 ; KUENEN et MIGLIORINI, 1950 ; MIDDLETON 1966a, 1966b, 1967, 1970 ; MIGNOT, 1968 ; HAMPTON, 1972, 1975 ; LUTHI, 1980, 1981).

J'utiliserai ici, pour décrire les phénomènes, les expériences réalisées par RAVENNE et BEGHIN (1982) auxquelles j'ai pu participer. Contrairement à celles menées antérieurement, le courant de turbidité est créé directement par une masse de sédiment (billes de verre) libérée sur un plan incliné, relayé par un plan en pente douce, puis un fond horizontal (fig. 3).

L'écoulement peut être décomposé en cinq phases principales :

1/ dès l'ouverture du panneau, la masse se met en mouvement et glisse sur le plan incliné ;

2/ le matériau "coule", la résistance au cisaillement est nulle. La densité apparente décroît par incorporation d'eau et par pression dispersive due aux chocs entre les grains. Il s'agit d'un "grain flow" surmonté d'une couche limite turbulente ;

3/ à la rupture de la pente, se forme un ressaut hydraulique qui facilite la mise en suspension d'une partie de l'écoulement. L'autre partie continue à s'écouler sur le fond ;

4/ au-delà de la rupture de la pente, il y a arrêt du "grain flow" et formation, à partir des sédiments en suspension, d'un courant de turbidité. Celui-ci présente une "tête" aplatie à partir de laquelle se développent des tourbillons qui recouvrent "le corps" et entraînent l'incorporation de fluide ambiant ; cela conduit à la croissance volumétrique de l'écoulement et à la décroissance de sa densité moyenne. La tête de l'écoulement est surélevée au-dessus du fond. Une incorporation de fluide se fait aussi par des fissures qui s'individualisent entre des lobes frontaux (ALLEN, 1971) ; elle augmente la

turbulence qui limite le dépôt des particules et peut provoquer une érosion en arrière de la tête. La couche arrière (queue) est plus concentrée que le corps, sa vitesse est inférieure à celle de la tête.

5/ La décélération se produit, lorsque la pente est nulle, par frottement sur le fond et à l'interface courant de turbidité-fluide ambiant, ainsi que par perte de charge. Le courant de turbidité se dilue et s'étale, son corps tend à s'immobiliser. A l'arrière de la tête, toujours surélevée et dont la hauteur décroît, des tourbillons de taille croissante se forment et définissent une couche cisailée diluée. Ces tourbillons qui sont longs à s'amortir après le passage du courant de turbidité entraînent par traction les sédiments déjà déposés.

Les matériaux mis en mouvement dans ces expériences sont constitués de billes de verre ce qui n'entraîne qu'une mise en suspension partielle du sédiment et un maximum de dépôt dès la première rupture de pente. Quand de l'argile est mélangée aux billes, l'ampleur et la distance parcourue par l'écoulement sont beaucoup plus importantes.

Les structures des dépôts résultant d'un tel écoulement (turbidites au sens strict) sont décrites dans le paragraphe suivant.

2 - LES TURBIDITES

Par définition, une turbidite correspond à un dépôt de sédiment transporté par courant de turbidité.

Une turbidite "idéale" est maintenant décrite par référence aux termes constituant la séquence de BOUMA (1962), qui représente l'organisation du dépôt résultant de l'amortissement d'un courant de turbidité. Toutefois, tous les dépôts issus d'un courant de turbidité ne peuvent être définis en fonction de cette séquence ; par ailleurs, le terme de "turbidite" est souvent étendu à l'ensemble des écoulements gravitaires dans la mesure où l'on admet que plusieurs mécanismes de transport peuvent intervenir au sein d'un seul écoulement (fig. 2).

2.1 - Les turbidites classiques.

2.1.1 - La séquence de BOUMA.

Une turbidite classique est décrite en fonction de la séquence de dépôt de BOUMA (1962) (fig. 4) définie par l'observation de flysch gréseux (grès d'Annot).

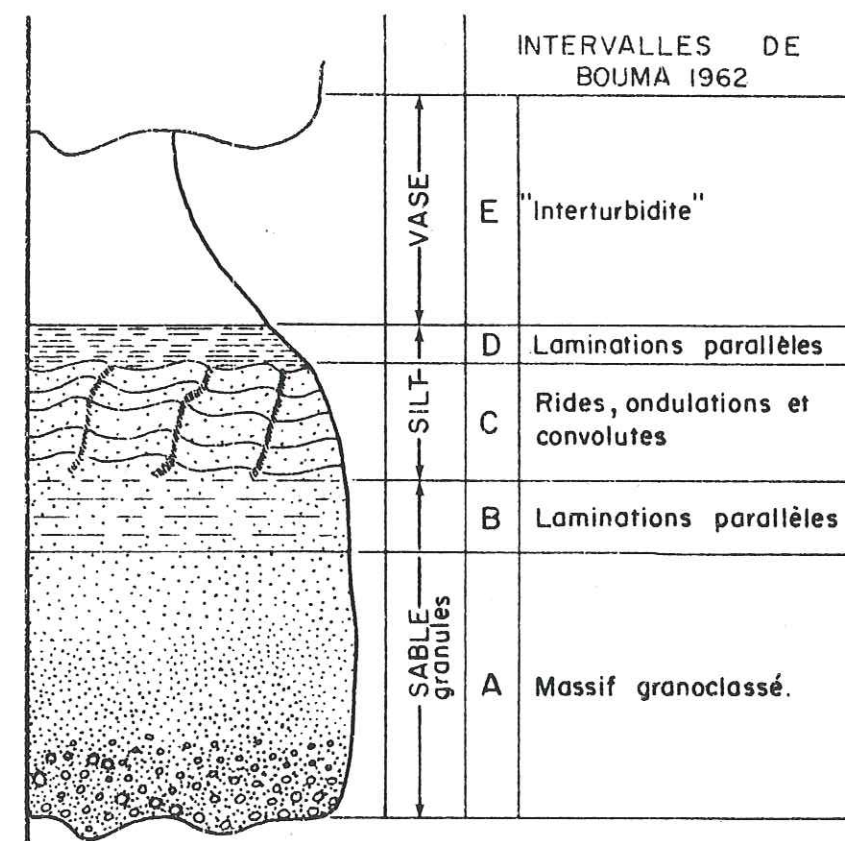


Fig. 4 - Séquence de BOUMA (1962)

Cette séquence comporte cinq termes.

- Le terme inférieur "a" constitue un dépôt massif dont les particules les plus grossières sont granoclassées. Des figures d'érosion et de charge sont visibles à sa base.
- Le terme "b" comporte des laminations planes assez diffuses.
- Le terme "c" est caractérisé par des laminations obliques, entrecroisées ou contournées.

- Le terme "d" comprend de nouveau des laminations planes.
- Le terme "e" est formé de sédiment argilo-silteux.

L'ensemble de la séquence est granoclassé ; le passage entre les termes "d" et "e" (interturbidite) est très progressif.

2.1.2 - Signification dynamique.

La présence de figures d'érosion à la base des bancs ("scour mark") implique que l'écoulement est turbulent et que le dépôt s'effectue rapidement après l'érosion pour permettre leur conservation. Cela peut s'interpréter (MIDDLETON et HAMPTON, 1973) comme le résultat d'une érosion du fond, par la tête du courant de turbidité, immédiatement suivie par un dépôt à partir du corps de l'écoulement.

La décroissance de la taille des grains témoigne d'une diminution de la capacité de transport. Le fait que, dans le terme "a", seuls les éléments les plus grossiers soient granoclassés implique une plus forte concentration des particules à la base de l'écoulement. Par contre, la diminution générale de la taille des grains dans la partie supérieure de la turbidite et la présence de laminations montrent que le dépôt s'effectue grain par grain.

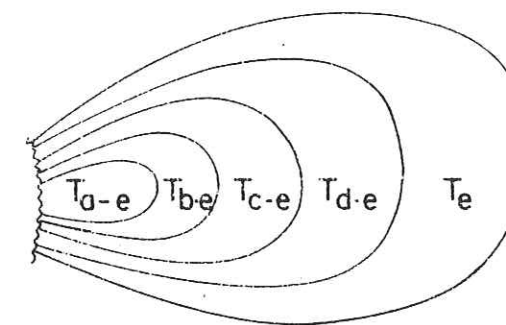
Les laminations obliques et entrecroisées du terme "e" sont formées par traction sur le fond. Celles du terme "b" sont aussi interprétées comme provenant d'une traction sur le fond mais le dépôt rapide entraînerait leur faible développement. De même, les laminations contournées (convolutées) du terme "c" sont associées à une combinaison entre des processus de traction et de fluidisation liés à la rapidité du dépôt (DZULYNSKI et WALTON, 1965).

Lors des expériences conduites en laboratoire avec des sédiments sableux, on constate que le passage du courant de turbidité induit des courants très peu chargés qui persistent longtemps près du fond et qui peuvent donc remanier, par traction, les sédiments déposés par le corps de ce courant.

Evolution dans l'espace :

Un courant de turbidité s'arrête progressivement par perte de charge sous l'effet des forces de frottement. Il en résulte une évolution verticale des dépôts (séquence de BOUMA) et une évolution longitudinale dans la direction du transport.

BOUMA (1962) considère que chaque turbidite forme à partir de la source un lobe dans lequel les termes successifs de la séquence turbiditique disparaissent à mesure que l'on s'éloigne de la source.



Ta-e : Turbidite proximale
Te : Turbidite distale

Ainsi, une turbidite "complète" (Tae) comprenant tous les termes de la séquence de Bouma a un caractère proximal, tandis qu'une turbidite "incomplète" a un caractère de plus en plus distal suivant l'absence des termes a, b, c, d, (Tbe, Tce, Tde, Te). Cette notion a été précisée par WALKER (1967) qui fait intervenir d'autres paramètres tels l'épaisseur des bancs, la présence de chenaux, le granoclassement. Cependant, l'application de cette notion de proximalité ou distalité à l'analyse de dépôts actuels ou fossiles doit être très prudente car le dépôt n'intervient que lorsque le courant de turbidité ralentit ; la source d'alimentation peut donc se caractériser par une zone de non-dépôt.

En outre, la tête du courant de turbidité peut s'enrichir en particules grossières en raison de l'entraînement des particules fines dans les tourbillons ; cela peut conduire à une croissance de la taille granulométrique des dépôts d'amont en aval. Inversement, dans le cas d'écoulement chenalisé, la croissance en hauteur du courant de turbidité à partir de suspensions plus diluées peut entraîner une évolution latérale très rapide vers des dépôts à caractère distal constitués de débordements turbiditiques.

2.2 - Turbidites de haute densité : turbidites atypiques.

Les turbidites classiques sont mises en place par des courants de turbidité de haute densité relative par rapport à celle des courants de faible densité et faible vitesse (cf. § 2.3). Cependant, certains écoulements ont

une densité telle qu'elle entraîne, lors de la phase de décélération, d'autres mécanismes que la turbulence pour le maintien en suspension et le transport des particules. Le dépôt qui en résulte ne peut être décrit par la séquence de BOUMA.

LOWE (1982) définit une séquence turbiditique créée par un courant de haute densité transportant du sable (fig. 5). Celle-ci comprend trois termes inférieurs S1, S2, S3, surmontés par trois termes Tt, Td, Te.

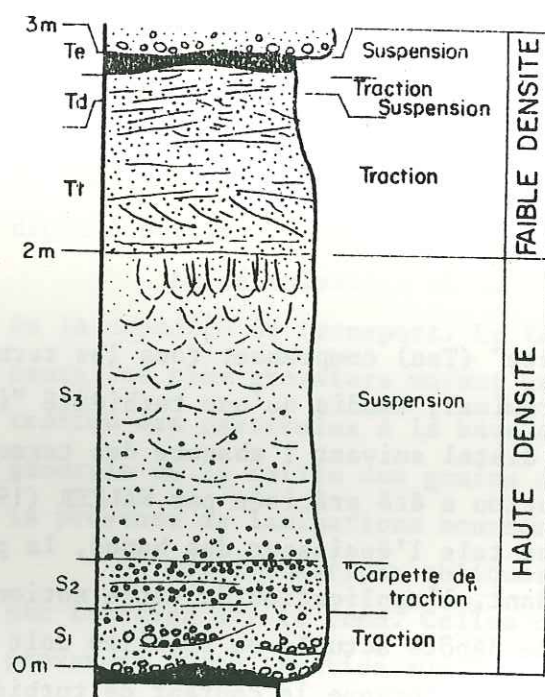


Fig. 5 - Turbidité sableuse de haute densité (LOWE, 1982).

- Le terme S1 présente des figures de traction, laminations planes ou entrecroisées, ainsi que des formes d'érosion internes à la séquence. Il s'agit d'une phase où l'écoulement est entièrement turbulent.

- Le terme S2 comporte des lits plans montrant souvent un granoclasement inverse. Ce sont des "carpettes de traction" maintenues en mouvement par collision intergranulaire et formées par la décantation partielle de particules transportées au-dessus du fond par la turbulence.

- Le terme S3 correspond à un dépôt massif, faiblement granoclassé, au sommet duquel se développent des figures d'échappement d'eau. Il est interprété comme une décantation rapide de la charge solide en suspension, empêchant la formation de laminations ou de carpettes de traction ; sa mise en place peut s'analyser en termes d'écoulement fluidisé.

- Les termes Tt, Td, Te, résultent d'un courant de turbidité par lequel se poursuit l'écoulement après le dépôt des éléments les plus grossiers. Le terme inférieur Tt est caractérisé par des figures de traction développées, les termes Td et Te sont similaires aux termes "d" et "e" de la séquence de BOUMA.

LOWE généralise cette séquence aux courants de turbidité transportant aussi des graviers, ces derniers pouvant être alternativement entraînés par suspension turbulente (granoclasement normal) et par interaction des grains (granoclasement inverse).

Cette interprétation permet de qualifier de "turbidites" ces dépôts issus d'un écoulement turbulent turbiditique bien qu'ils ne présentent pas une séquence de BOUMA typique. Inversement, de tels écoulements peuvent évoluer, en fonction de la distance parcourue, en turbidite classique dont le terme "a" est l'équivalent du terme S3. Ainsi, une turbidite classique correspond-elle plutôt à un courant de turbidité de plus faible densité.

2.3 - Turbidites de faible densité : turbidites de vase.

Si les courants de turbidité de haute densité sont capables de transporter des sédiments grossiers dans le milieu marin profond, ils paraissent jouer un rôle mineur, par rapport aux courants de turbidité de faible densité, dans l'alimentation terrigène des glaciés et des plaines abyssales.

2.3.1 - Origine.

Ces courants de turbidité ne transportent que des sédiments fins (silt et argile) et peuvent être créés :

- par l'écoulement gravitaire de dépôts argileux en haut de pente continentale (STOW, 1979 ; PIPER, 1978) ,
- à partir d'un courant de turbidité de haute densité lors de l'ultime phase de déplacement ,
- par l'écoulement d'un néphéloïde dense (EITTEIN et EWING, 1972 ; MAC CAVE, 1972 ; DRAKE et al., 1972) ,
- directement à partir de la décharge d'un fleuve (HEEZEN et HOLLISTER, 1971 ; GENNESEAUX et al., 1975 ; SHEPARD et al., 1977) ,
- par une suspension formée sous l'action des courants de marée, des tempêtes, des ondes internes (SHEPARD, 1975 ; SHEPARD et al., 1977).

2.3.2 - Structure de dépôt .

La focalisation des travaux sur l'analyse des turbidites grossières conduit à négliger celle des dépôts argilo-silteux terrigènes, considérés comme étant un "bruit de fond" dans lequel les turbidites sableuses se mettaient en place.

C'est à la suite de la mise en évidence de l'importance des courants de contour et de la présence de couches néphéloïdes que des études s'orientent vers le mode de mise en place des sédiments fins à partir de leurs structures fines.

Ainsi, le dépôt résultant d'un courant de turbidité de faible densité semble être caractérisé par une séquence particulière (RUPKE et STANLEY, 1974 ; HESSE, 1975 ; PIPER, 1978 ; STOW, 1979 ; STOW et SHANMUGAM, 1980 ; BLANPIED et STANLEY, 1981).

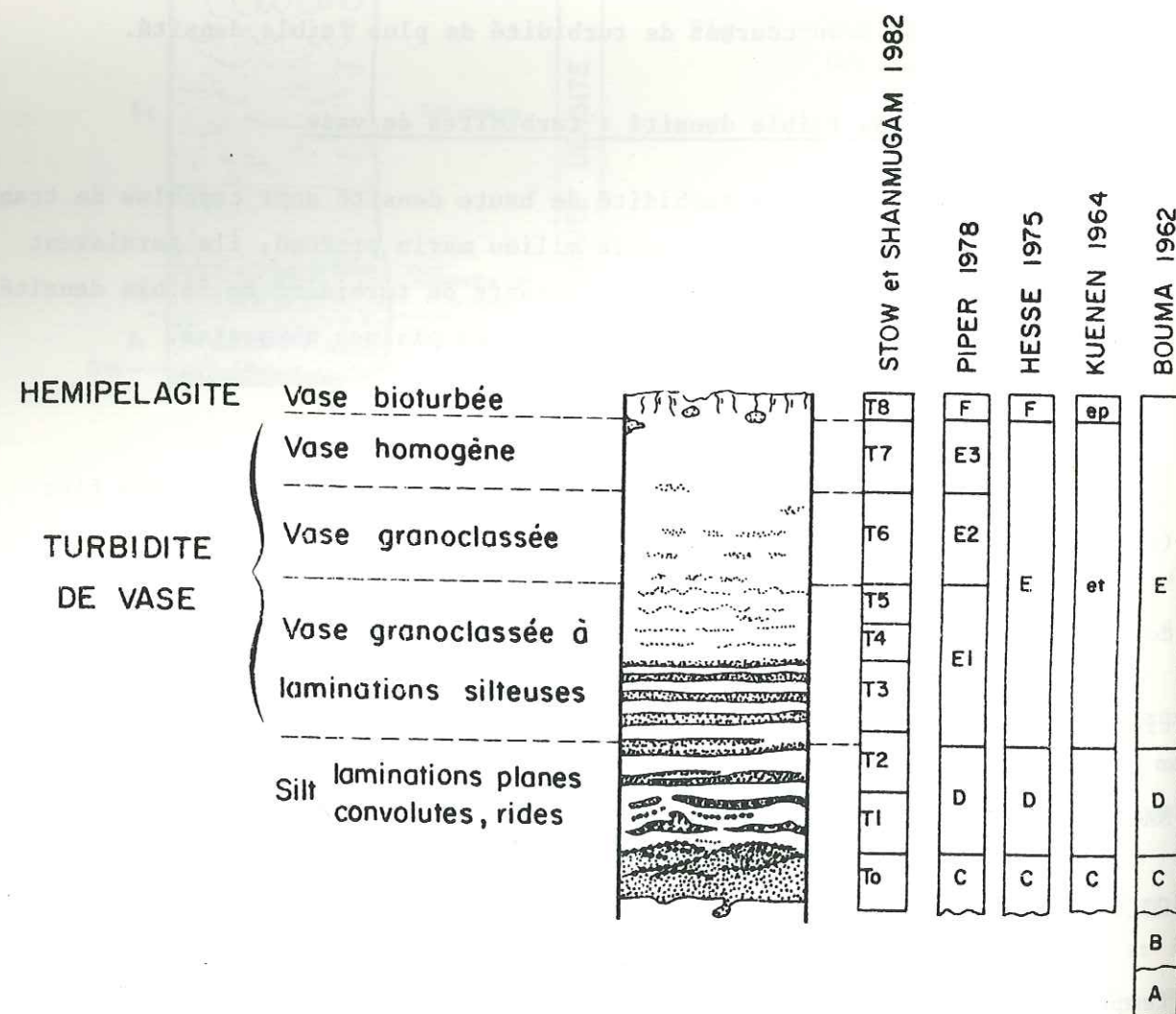


Fig. 6 - Structure et subdivisions au sein d'une turbidite de vase.

Elle comprend de bas en haut (fig. 6) :

- des vases à laminations de silts,
- des vases granoclassées,
- des vases homogènes non granoclassées,
- des vases à microbioturbations.

Cette séquence peut être observée au-dessus de turbidites classiques. Elle correspond alors au terme "e" de la séquence de BOUMA, c'est-à-dire à la phase finale de décantation d'un courant de turbidité de moyenne densité ; les vases à microbioturbations sont des dépôts hémipélagiques mis en place entre deux courants de turbidité. Une succession de termes semblables est notée dans des dépôts uniquement argilo-silteux. BLANPIED et STANLEY (1981) décrivent, par exemple, dans le Bassin Hellénique, des alternances de vases faiblement laminés et de vases d'aspect très homogène ; ces dernières, organisées en séquences générales granodécroissantes, comprennent des séquences mineures, également marquées par des variations granulométriques. Ces dépôts sont attribués à des turbidites dont les caractéristiques sont liées à la morphologie du bassin, les séquences mineures étant interprétées comme des fluctuations au sein de l'écoulement. Ces auteurs proposent d'appeler "unifites" ces dépôts d'aspect homogène issus de courants de turbidité de faible densité. Des observations similaires ont été faites dans le golfe d'Aden (FAUGERES et al., à paraître).

Inversement, certains dépôts argilo-silteux sont très laminés, sans que l'on mette toujours en évidence un arrangement séquentiel. Ils peuvent résulter d'une succession de courants de turbidité ou d'oscillations au sein d'un même écoulement ; mais il est aussi envisagé (STOW et BOWEN, 1978) que des laminées silteuses soient susceptibles de se former, en l'absence de pulsation du courant, par chute alternative des silts et des argiles après leur floculation périodique.

2.3.3 - Identification des turbidites de vase .

Les dépôts mis en place par les courants de turbidité de faible densité peuvent être confondus avec des contourites ou des hémipélagites. Des critères de distinction ont été proposés par BOUMA et HOLLISTER (1973), RUPKE et STANLEY (1974), HESSE (1975), NELSON (1975), PIPER et BRISCO (1975), STOW et LOWELL (1979), FAUGERES et GONTHIER (à paraître). Ces critères basés sur

l'observation des structures de dépôt doivent être complétés par l'analyse de la distribution des différents faciès de dépôt reconnus à l'échelle du bassin de sédimentation ou du corps sédimentaire étudié. Cela permet, par exemple, de distinguer des turbidites et des contourites par la détermination de gradients respectivement perpendiculaires et parallèles à la marge continentale (STOW, 1979 ; CREMER et al., 1982).

- TROISIÈME CHAPITRE -

LES CORPS SÉDIMENTAIRES TURBIDITIQUES :

LES ÉVENTAILS SUBAQUATIQUES PROFONDS.

1 - DEFINITION

Le terme "éventail subaquatique profond" ou "cône sous-marin profond" correspond aux termes "deep sea fan" (MENARD, 1955) et "abyssal cone" (EWING et al., 1958) utilisés pour désigner des accumulations sédimentaires turbiditiques en forme d'éventail, situées au débouché de canyons ou au pied de deltas édifiés par les principaux fleuves.

Pour qu'un éventail subaquatique se développe, trois conditions doivent être remplies :

- une alimentation terrigène d'une certaine importance (fleuve, dérive littorale captée par la tête d'un canyon, îles volcaniques),
- un système de canyons et chenaux canalisant les sédiments terrigènes,
- une décroissance de la pente entraînant le dépôt de sédiments mobilisés par les écoulements gravitaires.

Un éventail subaquatique comprend donc (fig. 7) un système d'alimentation, situé sur la pente continentale, et un système d'épandage en demi-cône convexe, lié à l'existence d'une rupture de pente, au passage pente continentale-glacis. Ces formes sont aussi observées dans les lacs profonds (NELSON, 1967 ; NORMARK et DICKSON, 1976).

L'étude de la morphologie et des faciès de dépôt des éventails subaquatiques modernes s'est beaucoup développée au cours des vingt dernières années ; la notion d'éventail subaquatique s'est étendue à l'analyse des formations anciennes.

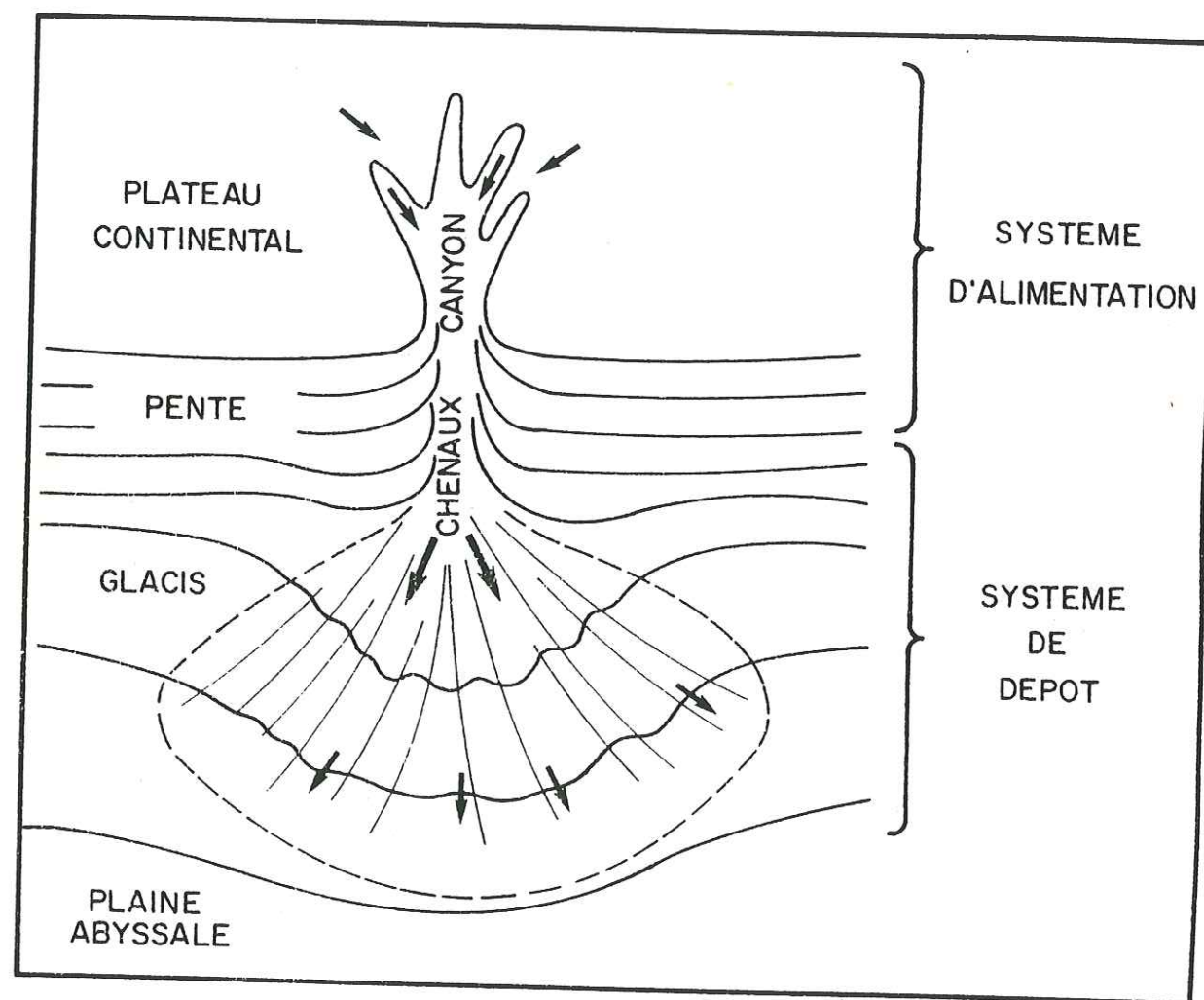


Fig. 7 - Organisation générale d'un éventail subaquatique profond.

Je présenterai successivement les modèles de dépôt établis à partir de la reconnaissance des éventails subaquatiques modernes, puis ceux déduits de l'étude des séries turbiditiques fossiles. Je soulignerai ensuite l'intérêt économique de ces types d'accumulation sédimentaire.

2 - LES EVENTAILS SUBAQUATIQUES MODERNES

Parmi les éventails subaquatiques modernes, ceux de la côte ouest des Etats-Unis et ceux associés à de grands fleuves sont les mieux connus.

Sur la côte ouest des Etats-Unis, ces éventails développés dans des bassins marginaux ont des dimensions assez réduites (< 200 km). Ce sont notamment :

- 1' *Astoria Fan* (NELSON et al., 1970 ; NELSON, 1976),
- Le *Monterey Fan* (NORMARK 1970b, 1978 ; WILDE et al., 1978),
- Le *Redondo Fan* (HANER, 1971),
- Le *La Jolla Fan* (SHEPARD et al., 1969 ; PIPER, 1970 ; NORMARK 1970a),
- Le *Navy Fan* (NORMARK et PIPER, 1972 ; NORMARK et HESS, 1979),
- Le *San Lucas Fan* (NORMARK, 1970a).

Les éventails en relation avec les grands fleuves se développent dans des bassins ouverts et peuvent atteindre des dimensions extrêmes (3000 km pour celui du Bengale). Ce sont principalement les éventails :

- du *Saint-Laurent* (UCHUPI et AUSTIN, 1979 ; NORMARK, 1982 ; STOW, 1982),
- du *Mississippi* (STUART et GAUGHEY, 1976 ; MOORE et al., 1979 ; MARTIN et BOUMA, 1978 ; BOUMA, 1982),
- de l'*Amazone* (DAMUTH, 1975, 1977 ; DAMUTH et KUMAR, 1975 ; DAMUTH et EMBLEY, 1981),
- du *Congo* (HEEZEN et al., 1964 ; SHEPARD et EMERY, 1973),
- du *Nil* (MALDONADO et STANLEY, 1976, 1978 ; ROSS et UCHUPI, 1977 ; SUMMERHAYES et al., 1977 ; STANLEY et MALDONADO, 1979),
- du *Rhône* (MENARD et al., 1965 ; BELLAICHE et al., 1980, 1981 ; MONACO et al., 1982),
- du *Bengale* (CURRAY et MOORE, 1971, 1974 ; EMMEL et CURRAY, 1981).

2.1 - Organisation morphologique.

Les éventails subaquatiques modernes sont identifiés et caractérisés tout d'abord sur la base de critères morphologiques à partir de l'analyse de documents bathymétriques.

Le modèle plus souvent cité en référence est le modèle de NORMARK (1970a, 1974, 1978) qui a été établi à partir de l'étude des éventails de la côte ouest des Etats-Unis.

2.1.1 - Le modèle de NORMARK.

Le modèle de NORMARK (fig. 8) repose sur la division de l'éventail en trois parties ("upper, middle, lower fan").

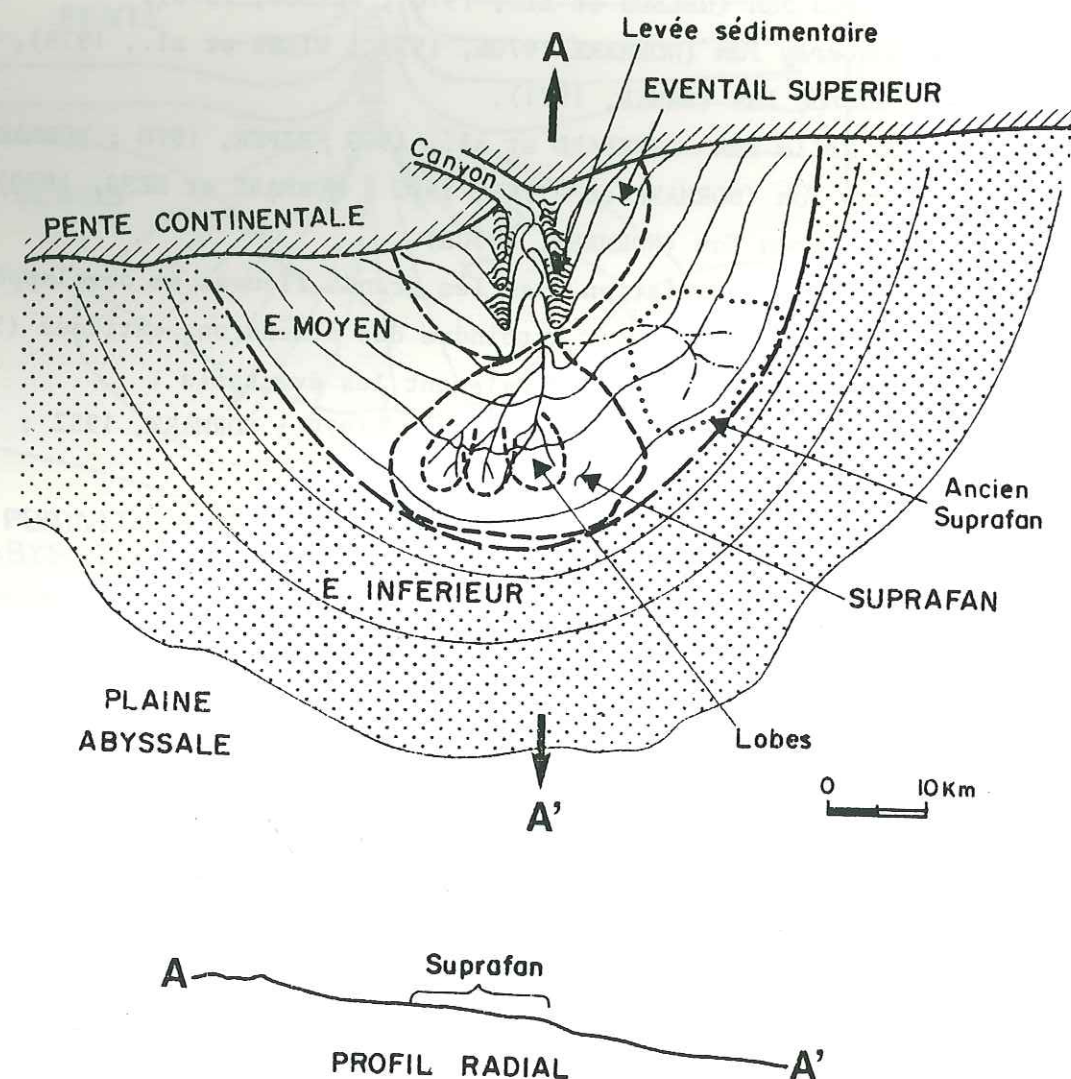


Fig. 8 - Modèle d'éventail subaquatique de NORMARK (modifié d'après NORMARK, 1978).

- Le cône supérieur ("upper fan") comprend un chenal majeur qui prolonge le canyon, ou le réseau de canyons, qui incise le talus continental ("inner fan"). Ce chenal, situé à l'apex de l'éventail, est assez rectiligne ; il est bordé par des levées sédimentaires qui présentent une pente forte côté chenal, plus douce côté opposé ; sa largeur et l'ampleur des levées sont proportionnelles à la taille de l'appareil ; son fond est presque plat mais il peut être parcouru par des chenaux mineurs formant un réseau en tresse, ou par un talweg surcreusé qui suit un cours méandrique ; il est souvent surélevé par rapport au niveau moyen de l'éventail, définissant alors un chenal de dépôt (NELSON et KULM, 1973). La pente moyenne suivant son axe est de l'ordre de 1/100 et l'amplitude des levées diminue d'amont en aval ; le profil radial de l'éventail supérieur est légèrement convexe.

- Le cône moyen ("middle fan") se distingue par un bombement topographique sur un profil radial ; il correspond à une zone de sédimentation active à l'extrémité du chenal majeur qui se divise en plusieurs chenaux de distribution. Cette zone de sédimentation active est nommée "suprafan".

La partie supérieure du "suprafan" comprend plusieurs chenaux actifs ou des portions de chenaux abandonnés, sans levées latérales importantes. Ces chenaux sont séparés par des zones d'interchenaux au relief plus doux.

La partie inférieure du "suprafan" est dépourvue de chenaux, elle comporte des formes d'accumulation en lobes qui se développent au débouché des principaux chenaux de distribution.

Le "suprafan" résulte donc de la migration des chenaux de distribution. Il apparaît toutefois qu'ils fonctionnent de façon alternative, un seul étant situé dans le prolongement du chenal principal d'alimentation.

- Le cône inférieur est dépourvu de chenaux et son profil radial est concave. Il constitue la zone de transition entre l'éventail et la plaine abyssale dont la pente est inférieure à 1/1000.

2.1.2 - Autres types d'organisation morphologique.

Le modèle de NORMARK ne peut s'appliquer à l'ensemble des éventails subaquatiques connus. Souvent un "suprafan", sur lequel reposent les subdivisions proposées par NORMARK, n'est pas observé ; c'est, en particulier, le cas des appareils alimentés par un fleuve. De plus, le réseau de chenaux et la forme générale des éventails peuvent être très variables. Par exemple, dans

celui de l'Amazone (DAMUTH et KUMAR, 1975) dépourvu de "suprafan", le canyon alimente plusieurs chenaux qui se ramifient jusqu'à la limite inférieure de l'appareil.

Inversement, l'éventail du Bengale (CURRAY et MOORE, 1971, 1974) ne présente que quelques chenaux - un seul étant éventuellement actif (EMMEL et CURRAY, 1981) - bordés de levées très développées qui s'étendent sans se ramifier sur plus de mille kilomètres. De même, l'éventail du Saint-Laurent (STOW, 1982) qui compte deux chenaux principaux parallèles a une forme allongée et non une organisation radiale.

Enfin, de nombreux appareils (La Jolla, Astoria, Amazone ...), bien qu'ayant une organisation générale radiale présentent une nette dissymétrie soulignée par la déviation latérale des chenaux.

Cette diversité d'organisation morphologique des éventails subaquatiques montre que le modèle de NORMARK ne doit pas être considéré comme un modèle universel, mais comme une des formes qu'ils peuvent prendre en fonction des différents facteurs qui influent sur la dynamique de mise en place des dépôts (alimentation, contexte morphostructural ...). Ainsi, il paraît plus opportun de faire des éventails subaquatiques liés à des deltas et dépourvus de "suprafan" un modèle distinct, plutôt que de les décrire, en référence au modèle de NORMARK, uniquement en terme de cône supérieur et cône inférieur (NORMARK, 1978).

De façon plus générale et en vue d'une application aux appareils fossiles, il est plus souhaitable de définir les différents types d'éventails à partir de critères génétiques plutôt que morphologiques.

2.2 - Dynamique sédimentaire.

La diversité de l'organisation morphologique des éventails subaquatiques implique une variabilité de la répartition des dépôts. De plus, interviennent des mécanismes de ségrégation des matériaux propres à la dynamique des écoulements gravitaires.

Après avoir décrit l'organisation générale des dépôts sur un éventail, j'analyserai les principaux facteurs qui modulent cette organisation et influencent les modalités d'évolution des éventails subaquatiques.

2.2.1 Organisation générale des dépôts (fig. 9).

Partie supérieure de l'éventail :

Le canyon d'alimentation capte, selon la position de sa tête, soit les sédiments terrigènes issus directement d'un fleuve, soit ceux qui transitent le long de la côte par dérive littorale, soit enfin ceux qui sont remaniés sur le plateau continental. A ces apports directs s'ajoutent des apports indirects par érosion des flancs du canyon où de fortes pentes rendent instable la couverture sédimentaire ; celle-ci est entraînée vers l'aval par des écoulements gravitaires de différents types en fonction de la granulométrie des matériaux ("slumping, débris flow, grain flow, liquified flow...").

Ainsi, dans les canyons, les sédiments sont hétérogènes, mal classés et disposés en lits discontinus hétérométriques. La taille des sédiments dépend de la nature de l'alimentation, mais les canyons peuvent être uniquement une zone de transit, sans dépôt de sédiments grossiers.

Le chenal principal d'alimentation qui, dans la partie supérieure de l'éventail, fait suite au canyon, reçoit des matériaux non triés. Les sédiments les plus grossiers sont transportés près du fond et s'y déposent sous forme de turbidites "atypiques". D'après NELSON et KULM (1973) et NORMARK (1978), cette zone se caractérise par une épaisseur maximale des lits les plus grossiers. Les sédiments sont encore mal triés et peu structurés.

Latéralement au chenal, des levées sédimentaires se développent. Elles sont dues aux courants de turbidité qui débordent du chenal et qui, n'étant plus canalisés, s'étalent largement. La diminution rapide de la compétence de l'écoulement, au sortir du chenal, détermine une zone de dépôt préférentiel, la construction d'une levée sédimentaire qui s'abaisse progressivement vers les zones d'interchenaux, site de faibles dépôts. Les levées sont constituées de turbidites fines (Tcde, Tde) issues de la partie supérieure des courants de turbidité qui transitent dans les chenaux. Les zones d'interchenaux ne reçoivent que les parties les plus diluées des courants, en alternance avec des dépôts hémipélagiques (turbidites Tde).

Cette organisation des dépôts, transversalement au chenal, est très nette sur les profils 3.5 kHz (NORMARK et PIPER, 1972 ; DAMUTH et KUMAR, 1975) : la pénétration acoustique est nulle dans les chenaux, faible sur la levée et augmente vers l'arrière-levée où des réflecteurs continus sont alors observés.

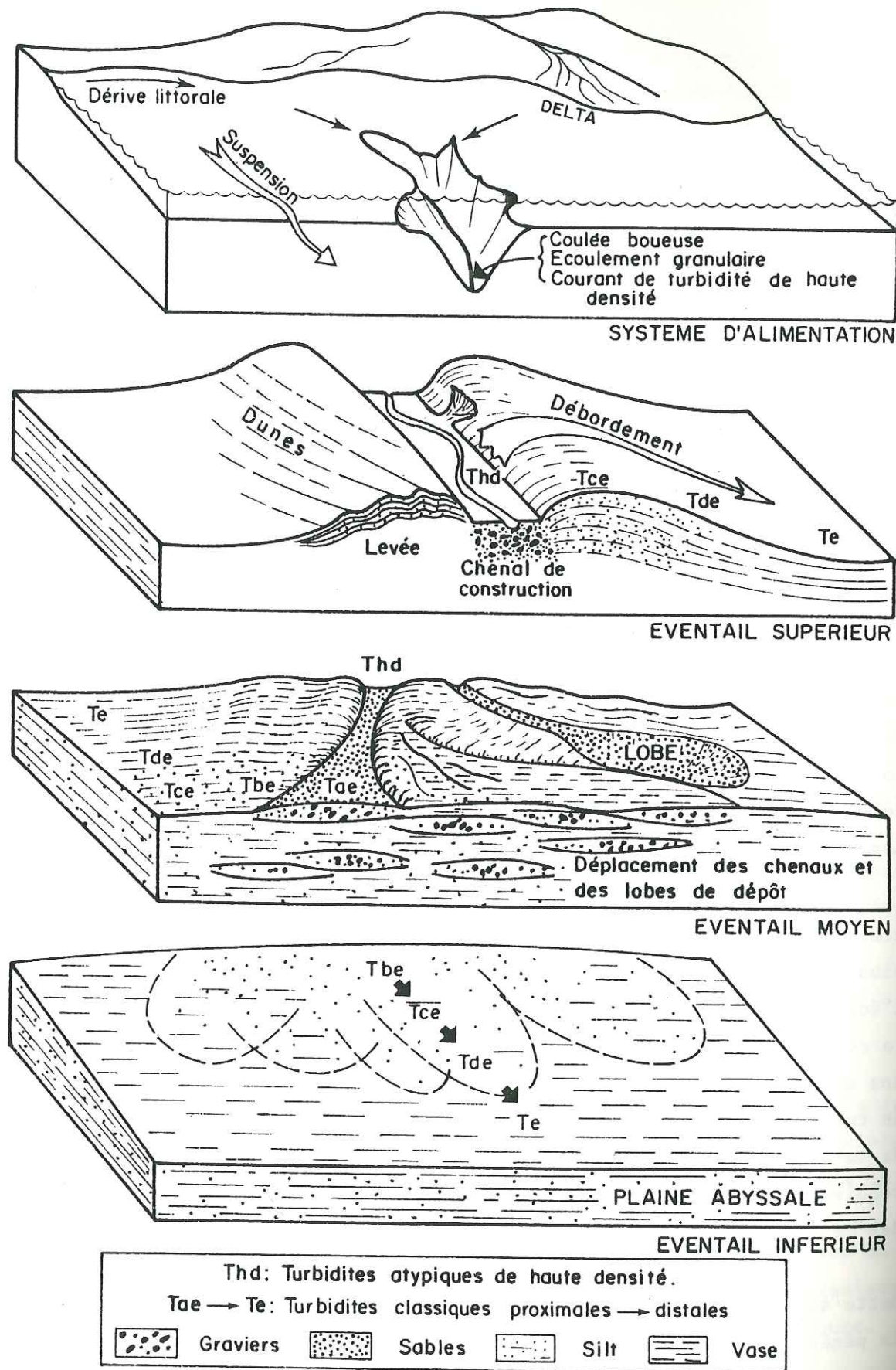


Fig. 9 - Organisation schématique des dépôts sur un éventail subaquatique.

Des crêtes allongées, légèrement obliques par rapport à l'axe de la levée, sont aussi reconnues sur l'arrière-levée ; elles migrent vers l'amont au cours du dépôt (HESS et NORMARK, 1976). Ces formes, dans le cas de l'éventail de Monterey, sont interprétées comme résultant de débordements turbiditiques de 100 à 800 m de haut se déplaçant à 10 cm/s (NORMARK et HESS, 1980).

Partie moyenne et inférieure de l'éventail :

Dans la partie moyenne de l'éventail, l'adoucissement des pentes sédimentaires et l'éloignement par rapport à la source d'alimentation entraînent une diminution de la capacité de transport ou d'érosion des écoulements gravitaires, les sédiments sont transportés et distribués par des courants de turbidité qui s'étalent plus largement sur l'appareil et perdent progressivement leur compétence.

Les chenaux sont toujours le site des dépôts les plus grossiers. Les éléments très grossiers et une partie des particules fines ayant été éutriés au cours du transport en amont, les dépôts sont organisés en une succession de turbidites complètes qui, vers l'aval, sont peu à peu tronquées des termes inférieurs (HANER, 1971 ; NELSON et KULM, 1973 ; NELSON et NILSEN, 1974), celles du type Tcde sont les plus fréquentes à la limite inférieure de l'éventail. NELSON (1976) montre que leur épaisseur décroît rapidement dans le cône moyen puis très progressivement dans le cône inférieur.

Cette réduction, d'amont en aval, de l'importance relative des sédiments grossiers n'est pas toujours perçue. Par exemple, le cône inférieur de l'Amazonie semble contenir les dépôts les plus grossiers (DAMUTH et KUMAR, 1975 ; MOYES et al., 1978). Cela est la conséquence de la ramification du chenal d'alimentation. Dans la partie amont de l'éventail, les chenaux profonds et peu nombreux individualisent des zones d'interchenaux isolées des apports grossiers ; plus en aval, la division en chenaux de distribution nombreux et peu profonds, non endigués par des levées, permet aux courants de turbidité de s'étaler largement dans les zones d'interchenaux dans lesquelles la proportion de sable et de silt augmente d'amont en aval. En fonction du déplacement des chenaux, ces zones présentent des faciès de dépôt très variables.

Dans le cas des éventails présentant un "suprafan", les sédiments grossiers se déposent préférentiellement dans les chenaux distributaires et dans les lobes situés dans leur prolongement. Les profils 3.5 kHz (NORMARK,

1970a, 1978 ; NORMARK et HESS, 1979) révèlent, par une absence de pénétration acoustique, la nature grossière des dépôts. La zone des chenaux de distribution "upper suprafan" se caractérise par une surface très irrégulière "hummocky" ; la pénétration acoustique augmente à l'aval des lobes indiquant ainsi une diminution de la proportion de sédiments grossiers.

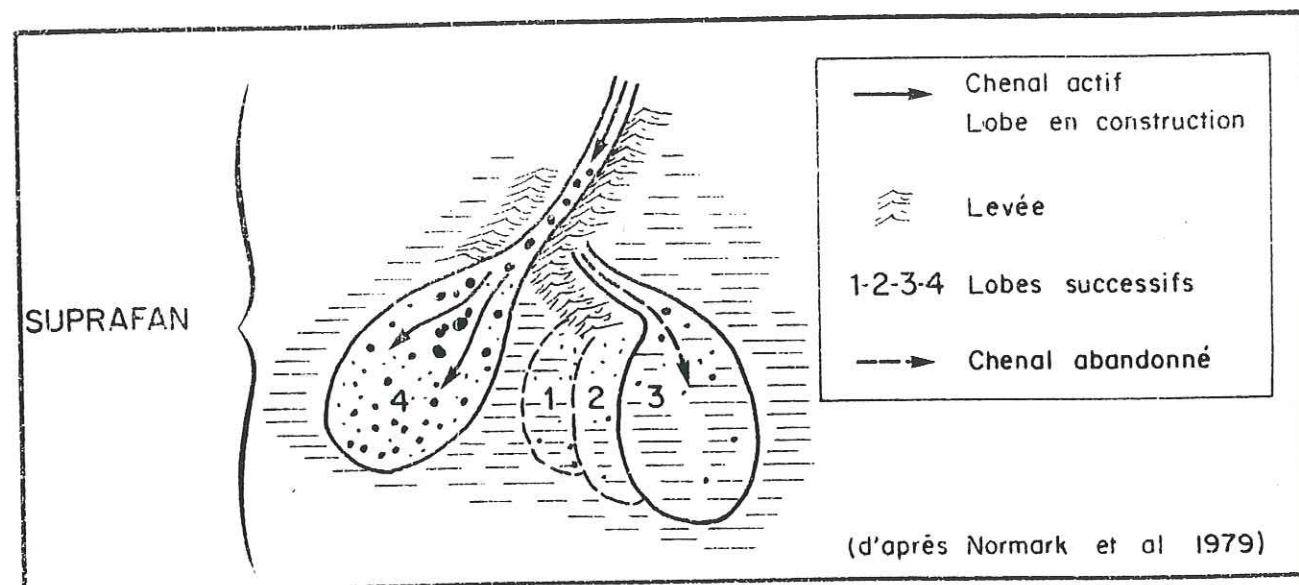


Fig. 10 - Mise en place des lobes de suprafan.

NORMARK et al. (1979) montrent que, dans le cas du Navy Fan, un seul chenal est relié au chenal principal d'alimentation (fig. 10), les autres dépressions correspondent à des bras abandonnés ou à des figures d'érosion par des courants de turbidité non chenalisés. À l'extrémité du chenal actif, bordé de levées de faible amplitude, se déposent des sables sous forme de lobes convexes. La création d'un lobe oblige le chenal à se déplacer vers les zones dépressionnaires laissées en bordure du lobe. Le chenal forme alors un coude assez marqué et sa levée est "crevée" par un chenal plus rectiligne qui isole l'ancienne branche ; il construit un nouveau lobe latéralement et en aval du premier. La répétition de ce processus entraîne une zone d'accumulation préférentielle sous forme de lobes se recouvrant partiellement.

NORMARK et al. (1979) attribuent ce type de construction à des courants de turbidité, chargés de sable en suspension, qui débordent des levées incapables de croître en hauteur du fait d'une érosion répétée. Inversement, l'absence de "suprafan" serait la conséquence d'une alimentation terrigène comportant une forte proportion de silt et d'argile (NELSON et KULM, 1973 ; NORMARK, 1970, 1978, 1980 ; STOW, 1981), ce qui est apparemment le cas des

éventails développés au pied de deltas. Une forte proportion de silt et d'argile permet en effet la création de levées sédimentaires importantes qui stabilisent les chenaux de distribution. Les sédiments les plus grossiers incapables d'être maintenus en suspension, très au-dessus du fond, peuvent ainsi être conduits à travers la majeure partie de l'éventail ; ils se déposent en ne s'étalant que dans la partie inférieure de l'éventail où les chenaux sont peu profonds. Un processus semblable existe dans le La Jolla Fan (SHEPARD et al., 1969 ; NORMARK, 1970a) où le chenal principal d'alimentation, correspondant à une incision profonde dans l'appareil ancien, se ramifie seulement au niveau de l'éventail inférieur dans lequel se rencontrent des sédiments grossiers qui, en amont, sont strictement limités au chenal.

Cette rapide description de l'organisation des dépôts montre que l'on peut définir des faciès de dépôt distincts selon l'éloignement par rapport à la source d'alimentation et par rapport aux chenaux de distribution.

Ainsi, de façon schématisque, la partie supérieure d'un éventail présente un fort contraste entre les dépôts grossiers peu structurés du chenal d'alimentation et les dépôts finement lités des levées qui isolent les zones d'interchenaux, sièges de dépôts très fins. La partie moyenne de l'éventail peut être le lieu d'une sédimentation préférentielle de turbidites typiques à partir de chenaux de distribution plus éphémères ; la différence entre ces derniers et les zones d'interchenaux s'estompe. Les dépôts de la partie inférieure des éventails sont beaucoup plus uniformes et constitués de turbidites incomplètes, les sédiments les plus grossiers ayant été déposés en amont.

2.2.2 - Evolution des éventails subaquatiques.

Cette description de l'organisation générale des dépôts doit être sensiblement modifiée suivant le type d'éventail étudié. En effet, au cours de l'édification d'un éventail, plusieurs facteurs interviennent et influencent l'organisation morphologique et faciologique des dépôts.

Influence du cadre morphostructural :

La morphologie de la marge continentale a, de façon générale, une forte influence sur l'organisation des éventails subaquatiques. Par exemple, si la marge est peu accidentée et le bassin océanique largement ouvert (marge passive), ils présentent une organisation assez simple et passent insensiblement à la plaine abyssale (cas de l'éventail de l'Amazonie). Inversement, si

la marge est accidentée (marge active) et bordée par des bassins étroits reliés par des chenaux profonds (cas du Monterey Fan), il se forme un système d'épandage complexe à partir des différents systèmes d'alimentation en matériaux terrigènes.

Influence des courants océaniques :

Les courants océaniques, tels les courants de contour, peuvent prendre en charge et entraîner, parallèlement à la marge, les sédiments fins mis en suspension par les courants de turbidité (HORN, 1971 ; FRITZ et PILKEY, 1975 ; EMBLEY et LANGSETH, 1977 ; STOW et LOVELL, 1979 ; CREMER et al., 1982) ; ainsi, la partie inférieure de l'éventail est déviée dans la direction des courants de contour. S'ils sont dominants par rapport à la dynamique de dépôt par courant de turbidité, ils peuvent empêcher le développement d'éventails subaquatiques (HEEZEN et al., 1966 ; FIELD et PILKEY, 1971 ; PILKEY et FIELD, 1972 ; CLEARY et al., 1977).

Influence de la nature de l'alimentation terrigène :

Si l'organisation des dépôts obéit à des lois générales de ségrégation dynamique des sédiments suivant les axes de transport et latéralement à ceux-ci, l'organisation morphologique et faciologique des éventails est aussi très fortement liée aux caractéristiques de l'alimentation terrigène.

Cette diversification peut être mise en évidence par la comparaison des éventails comprenant un "suprafan" et alimentés en sédiments sableux, avec ceux qui en sont dépourvus et alimentés en sédiments argilo-silteux :

- dans le premier cas, le faible développement des levées permet la migration des chenaux ; l'éventail s'accroît de façon radiale et le maximum de dépôt sableux s'effectue à mi-éventail ;

- dans le deuxième cas, les levées argilo-silteuses endiguent le chenal d'alimentation ; l'éventail s'accroît vers l'aval, le maximum de dépôt sableux peut intervenir dans la partie inférieure de l'éventail où les levées s'estompent.

Les expériences en laboratoire montrent bien qu'une variation de l'alimentation terrigène (volume et granulométrie des sédiments) entraîne des modifications de la dynamique des écoulements gravitaires qui, à l'échelle d'un éventail subaquatique, se traduisent :

- par une plus ou moins grande importance de la zone de non-dépôt ou d'érosion dans la partie amont du système, en fonction de la capacité de transport des écoulements gravitaires,

- par un déplacement de la zone de dépôt préférentiel (en aval de la zone de transport actif) qui intervient en des lieux différents suivant la taille du sédiment transporté et l'énergie initiale de l'écoulement ;

- par une élutriation et une ségrégation variables des matériaux selon les différences de vitesse entre la tête et le panache turbide des courants de turbidité et selon leur amplitude par rapport à celle des contrastes topographiques.

Variation de l'alimentation terrigène :

Dans la plupart des éventails subaquatiques modernes, les dépôts du Pléistocène comportent de nombreuses turbidites tandis que ceux de l'Holocène supérieur sont essentiellement mis en place à partir de suspensions hémipélagiques (NORMARK, 1970a ; NORMARK et PIPER, 1972 ; NELSON et KULM, 1973 ; DAMUTH et KUMAR, 1975 ; MALDONADO et STANLEY, 1978 ; STOW, 1981). Cela est la conséquence de l'élévation du niveau marin qui, à l'Holocène supérieur, a provoqué un arrêt de l'alimentation terrigène par piégeage des sédiments dans les estuaires et les deltas ou par leur dispersion sur le plateau continental. Toutefois, certains appareils tel le La Jolla Fan (SHEPARD et al., 1966) dont la tête du canyon est située à la côte, demeurent alimentés par dérive littorale en cette période actuelle de haut niveau marin.

L'édification des éventails subaquatiques paraît donc être accélérée en période de bas niveau marin.

Au contraire, une élévation du niveau marin entraîne une phase de "quiescence" des éventails (à l'exception de ceux alimentés par un canyon situé à la côte) ; un delta peut alors s'édifier sur le plateau continental si l'alimentation terrigène par un fleuve demeure importante.

Influence de l'accélération complémentaire de Coriolis :

De nombreux éventails subaquatiques présentent une dissymétrie axiale marquée par un développement plus important de la levée droite (dans l'hémisphère Nord) et par une forme arquée des chenaux vers la gauche. Cela est interprété (MENARD, 1955 ; KUMAR, 1969) comme le résultat de l'influence de l'accélération complémentaire de Coriolis qui, dans l'hémisphère Nord, tend à dévier les courants vers la droite. De ce fait, les dépôts de débordement sont plus importants à droite et, par accrétions successives, provoquent un déplacement du chenal vers la gauche. Lorsque sa courbure devient telle que

les forces centrifuges empêchent ce déplacement, le chenal se stabilise et l'éventail s'accroît vers l'aval, ou bien un nouveau chenal se forme à travers la levée droite et alimente la zone dépressionnaire située au-delà.

L'accélération complémentaire de Coriolis est d'autant plus forte que l'on s'éloigne de l'équateur et son action est d'autant plus perceptible que la vitesse de déplacement des particules est faible (LACOMBE, 1965). Donc, son influence sur l'organisation morphologique des éventails doit être d'autant plus marquée que les éventails se localisent près du pôle et qu'ils sont alimentés par des courants de turbidité de faible vitesse. Ainsi, par exemple, la dissymétrie des dépôts de débordement mis en place par des courants de turbidité de faible vitesse est très marquée dans l'éventail du Saint-Laurent (43° lat. Nord) ; par contre, elle ne s'observe pas dans les levées de l'éventail du Bengale (10° lat. Sud à 20° lat. Nord).

3 - LES EVENTAILS SUBAQUATIQUES ANCIENS

3.1 - Reconnaissance des éventails subaquatiques anciens.

Depuis les travaux de KUENEN et MIGLIORINI (1950) démontrant que les séries de flysch étaient mises en place par des courants de turbidité, de nombreux travaux (cf. bibl. in WALKER et MUTTI, 1973 ; WHITAKER, 1974) ont permis de définir, dans ces séries, des modèles de sédimentation semblables aux éventails subaquatiques modernes.

Trois principales méthodes d'approche sont appliquées.

- *Paléocourants.* Par l'analyse des figures de base de bancs turbiditiques (DZULINSKI et SANDERS, 1962 ; DZULINSKI et WALTON, 1965 ; LANTEAUME et al., 1967), il est possible de reconnaître les directions de paléocourants et le système d'épandage des dépôts turbiditiques (KUENEN et al., 1956, 1957 ; STANLEY, 1961 ; BOUMA, 1962 ; STANLEY et UNRUG, 1972 ; PICHAT et NIEM, 1975).

- *Association faciologique.* Les turbidites sont classées en fonction de leur caractère proximal ou distal (DZULINSKI et al., 19659 ; BOUMA, 1962 ; WALKER, 1967). Leur organisation dans l'espace permet de les associer, soit à des dépôts de remplissage de canyons et de chenaux de la partie interne des appareils turbiditiques, soit à des dépôts non chenalisés de la partie externe des appareils détritiques (MUTTI et RICCI LUCCHI, 1972 ; WALKER et MUTTI, 1973 ; NELSON et NILSEN, 1974 ; WHITAKER, 1974 ; KRUIT et al., 1975 ; STANLEY et al., 1978).

- *Organisation séquentielle.* Antérieurement interprétée comme résultant d'oscillations tectoniques ou de variations eustatiques du niveau de la mer, l'organisation verticale des séries de flysch est maintenant analysée en termes de processus sédimentaires. L'organisation séquentielle des dépôts reflète la migration des chenaux, leur comblement, la progradation des lobes de dépôt et de l'ensemble de l'appareil (SESTINI, 1970 ; MUTTI et RICCI LUCCHI, 1972, 1974, 1975 ; MUTTI, 1974 ; RICCI LUCCHI, 1975 ; RUPKE, 1977 ; MARTINI et SAGRI, 1978 ; MARTINI et al., 1978 ; SHANMUGAM, 1980).

Ces critères d'interprétation ont permis de définir, dans les dépôts de marges anciennes, des modèles d'appareils turbiditiques en l'absence de données morphologiques, élément essentiel pour la reconnaissance des éventails actuels.

3.2 - Les différents modèles.

Deux modèles sont souvent cités en référence et comparés aux appareils actuels. Ce sont les modèles de MUTTI (MUTTI et RICCI LUCCHI, 1972, 1975) et de WALKER (WALKER et MUTTI, 1973 ; WALKER, 1975, 1978) qui reposent principalement sur l'analyse de l'association des faciès lithologiques.

3.2.1 - Faciès lithologiques.

Les turbidites (s.l.) sont classées en différents faciès suivant la granulométrie et l'épaisseur des lits gréseux, la structure interne des dépôts, la géométrie des surfaces de stratification et le rapport sable sur argile (WALKER et MUTTI, 1973 ; MUTTI et RICCI LUCCHI, 1975).

J'exposerai ici les principaux caractères des différents faciès reconnus par MUTTI et RICCI LUCCHI (1975), classification à laquelle je me référerai par la suite.

Ces faciès sont classés de A à E en fonction de la décroissance moyenne de la taille des grains et de l'épaisseur des lits gréseux (fig. 11).

- *Le faciès A* correspond aux dépôts grossiers conglomératiques. Le faciès A1 présente une matrice sableuse ("debris flow") et le faciès A2 une matrice argileuse (coulées boueuses).

- *Le faciès B1* est formé de dépôts gréseux massifs comportant des figures d'échappement d'eau. Les bancs gréseux peuvent être amalgamés ou

séparés par un interlit argilo-silteux peu épais. Ils sont issus de courants de turbidité sableux de haute densité.

- Le faciès B2 revêt un cachet fluviatile du fait de stratifications obliques ou de grandes rides au sein de dépôts gréseux moyens à grossiers. Ce faciès est caractéristique d'une mise en place par traction des particules sur le fond.

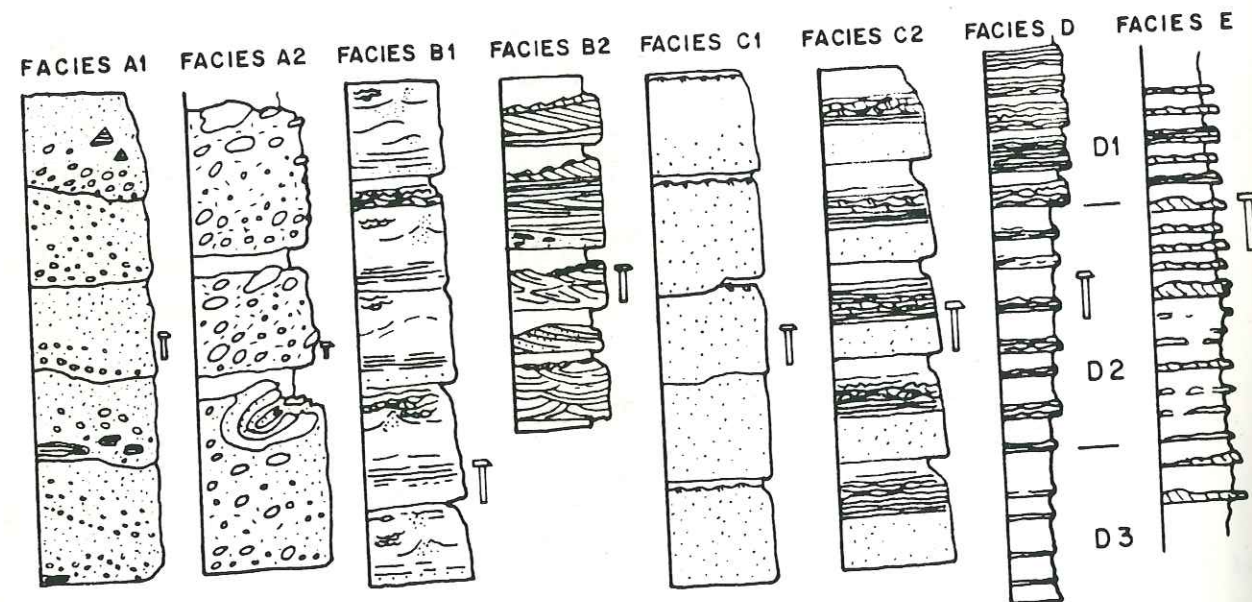


Fig. 11 - Classification des dépôts turbiditiques
(d'après MUTTI et RICCI LUCCHI, 1975).

- Le faciès C est constitué de turbidites classiques présentant tous les termes de la séquence de BOUMA. Le sous-faciès C1 désigne les turbidites dont le terme "a" est très développé, le sous-faciès C2 celles dont le terme "a" est peu développé et dont les termes "d" et "e" sont importants.

- Le faciès D correspond aux turbidités incomplètes : Tbe, Tce, Tde.

- Le faciès E ressemble à un faciès B2 dont les lits seraient plus minces et la taille des sédiments plus fine. Ces lits, qui comportent des rides de courants irrégulières, sont discontinus.

3.2.2. - Modèle de MUTTI : éventail à haute efficacité de transport.

Ce type d'éventail (fig. 12) se caractérise par la présence en amont d'un "système distributaire" dont les chenaux sont bien définis et en aval d'un "système de dépôt et progradation" de corps gréseux non chenalisés (MUTTI et RICCI LUCCHI, 1972, 1975 ; MUTTI, 1977 ; MUTTI et al., 1978 ; VAN VLIET, 1978).

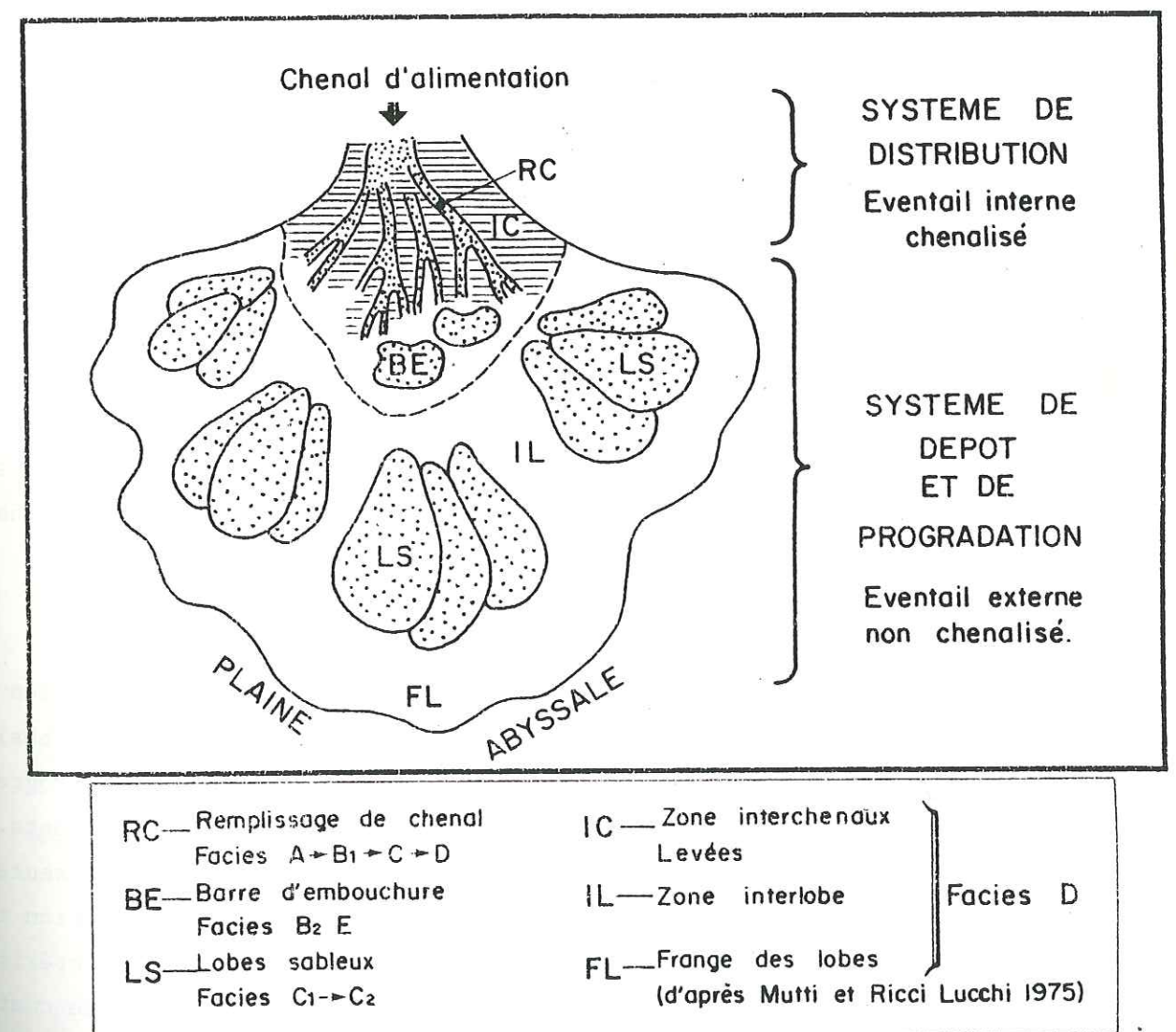


Fig. 12 - Modèle d'éventail subaquatique de MUTTI et RICCI LUCCHI (1975).

Système distributaire :

Le système distributaire ("inner fan") comporte des chenaux bordés de levées et des zones d'interchenaux. Les dépôts associés à ce système sont comparables à ceux observés en amont des éventails actuels. Les faciès A1 et A2 définissent les dépôts d'axes de chenaux pendant leurs phases d'activité ; le faciès D correspond aux dépôts de débordement sur les levées et les zones d'interchenaux. Les faciès C1 et B1 rencontrés dans les chenaux sont dus à une diminution de l'activité des courants de turbidité. Quand les chenaux sont abandonnés, ils reçoivent des débordements turbiditiques (faciès D) issus d'un chenal voisin. Ainsi, une séquence positive ("stratodécroissante"), passant d'un faciès A à un faciès D, caractérise la formation et l'abandon d'un chenal distributaire.

La zone d'interchenaux, dominée par le faciès D, peut être atteinte par des débordements de plus grande ampleur ou par des courants de turbidité ayant "crevé" les levées ("crevasse splay, crevasse lobes").

A l'embouchure de ces chenaux de distribution, les courants de turbidité, passant d'un écoulement chenalisé à un écoulement non chenalisé, sont sujets à un réajustement dynamique et déposent une partie des matériaux grossiers. Ceux-ci sont remaniés par le même courant de turbidité ou par des courants de turbidité successifs et ils forment des corps sableux assimilables à des barres d'embouchure, caractérisés par les faciès B2 et E.

Système de dépôt et de progradation :

Dans sa partie interne ("outer fan"), ce système comporte des corps gréseux non chenalisés (lobes) et des dépôts argilo-gréseux (interlobes). Dans sa partie externe ("fan fringe"), les lobes gréseux diminuent progressivement d'épaisseur et les dépôts argilo-gréseux deviennent prédominants.

Ces lobes gréseux, de l'ordre de 10 à 20 m d'épaisseur, présentent en amont une faible organisation séquentielle et en aval une organisation en séquences négatives (épaississement des strates vers le haut) caractéristiques d'un système progradant. Ils ont une grande extension et une grande continuité (≈ 50 km) et ils sont constitués de turbidites au sens strict (faciès C1 et C2).

Les dépôts d'interlobes ou de la frange de l'éventail sont constitués par des turbidites incomplètes (faciès D) qui s'affinent dans la plaine abyssale où elles forment de puissantes séries.

Ainsi, l'association des faciès dans ce système de dépôt et progradation résulte de courants de turbidité qui, d'amont en aval, deviennent progressivement moins chargés en sable.

L'originalité de ce modèle tient au fait qu'il n'y a pas de continuité entre les dépôts gréseux chenalisés et les lobes gréseux. Entre les deux, existe une zone de faible dépôt (faciès B2) ou de non-dépôt ("bypassing"). L'existence de cette zone, la grande extension des lobes gréseux et leur association à de très importants dépôts argilo-gréseux de plaine abyssale sont caractéristiques d'une mise en place par des courants de turbidité ayant un grand volume et une haute mobilité, assurés par une abondante fraction fine. Du fait de ces caractères, MUTTI (cours inédit) utilise le terme d'éventail à "haute efficacité de transport" pour définir ce modèle.

3.2.3.- Modèle de WALKER : éventail à basse efficacité de transport.

"Le modèle de WALKER" (fig. 13) (WALKER et MUTTI, 1973 ; WALKER, 1975, 1978), établit une correspondance directe entre les associations de faciès lithologiques, rencontrés dans les séries fossiles, et les notions morphologiques du modèle de NORMARK (1970a).

- Le chenal d'alimentation ("upper fan"), bordé de levées, est le siège des dépôts les plus grossiers, coulées boueuses et conglomérats désorganisés passant vers l'aval à des conglomérats organisés (faciès A2 et A1).

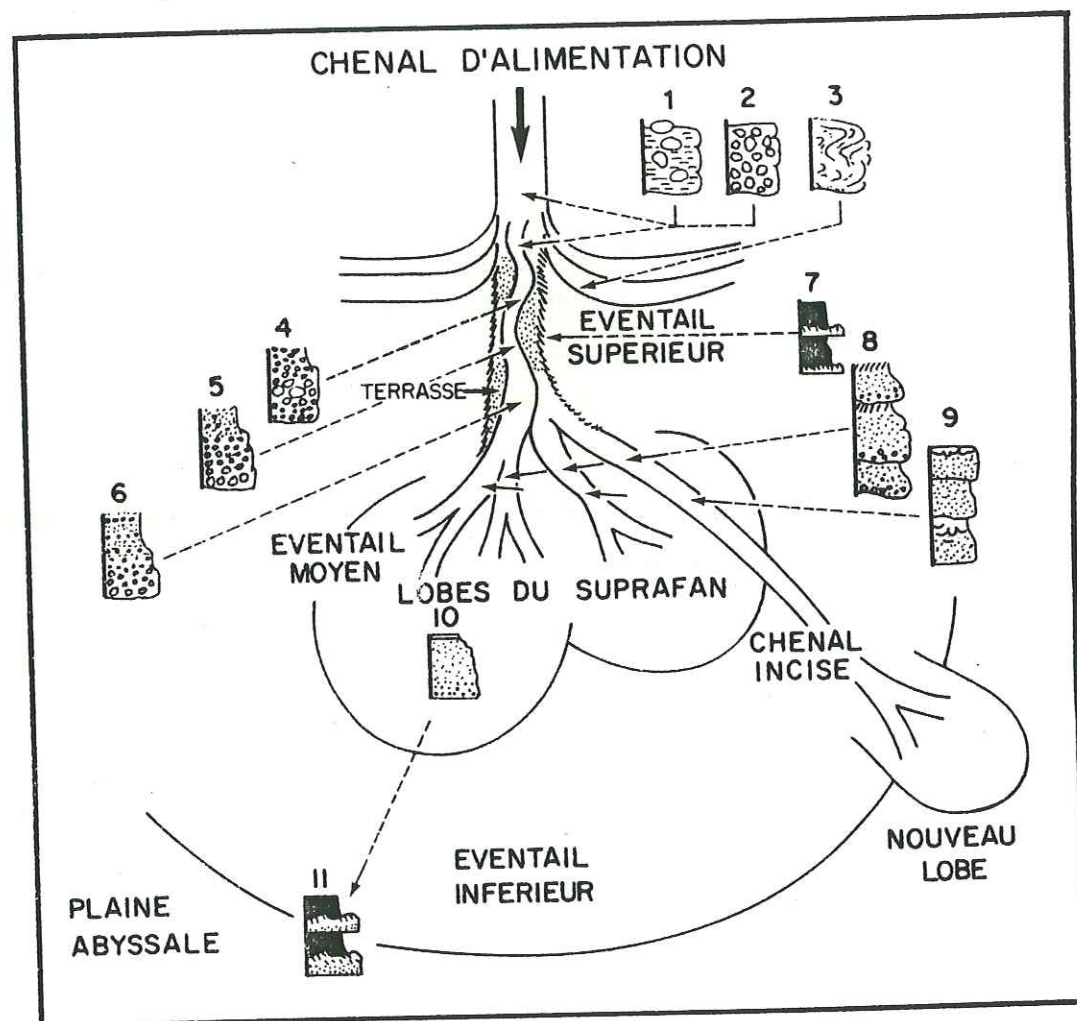
- A l'embouchure des chenaux de distribution, se développent des lobes gréseux ("suprafan lobes"). Ceux-ci (faciès C1) sont dans la continuité des dépôts de remplissage des chenaux de distribution (faciès B1).

- Dans la partie inférieure de l'éventail ("lower fan"), les dépôts s'affinent et passent du faciès C2 au faciès D.

Comparaison avec le modèle de MUTTI :

Dans le modèle de WALKER, la présence de lobes gréseux semblables à ceux définis dans le modèle de MUTTI conduit à rapprocher ces deux modèles. Or, dans un cas, les lobes caractérisent la partie médiane de l'éventail, dans l'autre, sa partie externe. On ne peut donc utiliser une nomenclature commune à ces deux modèles (INGERSOLL, 1978 ; NORMARK, 1980).

Une deuxième différence fondamentale consiste en l'absence de continuité entre les lobes gréseux et les chenaux de distribution dans le modèle de MUTTI, tandis que dans celui de WALKER, les lobes se situent dans la



1 : coulée boueuse - 2 : conglomérat désorganisé - 3 : effondrement -
4, 5, 6 : conglomérats à granoclassement inverse et normal (4),
normal (5), stratifications (6) - 7 : turbidites fines sur les levées -
8 : grès massif à granules - 9 : grès massif à figures d'échappement d'eau -
10 : turbidites proximales - 11 : turbidites distales.

Fig. 13 - Modèle d'éventail subaquatique de WALKER (1978).

continuité des chenaux de distribution où se dépose une grande partie des sédiments grossiers.

Ces deux modèles doivent donc être bien distingués comme doivent l'être, parmi les éventails actuels, ceux comportant un "supra fan" et ceux qui en sont dépourvus.

D'après MUTTI (cours inédit), le modèle de WALKER ou ses équivalents anciens (WALKER, 1966 ; NELSON et NILSEN, 1974 ; MUTTI et PAREA, 1975 ; PIPER et PANAGOS, 1978), et actuels (modèle de NORMARK) représentent des éventails à "basse efficacité de transport" : ils sont mis en place par des courants de turbidité trop peu chargés en silt et argile pour être très efficaces et transporter du sable sur de longues distances.

Ils se caractérisent donc par :

- une taille relativement modeste,
- l'abondance des faciès gréseux,
- des chenaux éphémères, métriques et remplis par un nombre limité de couches,
- des dépôts de débordement peu importants,
- la continuité des couches gréseuses entre l'axe et les marges des chenaux,
- l'importance des faciès B1 et C1 et la faible proportion des faciès D.

3.2.4 - Autres modèles.

Comme les éventails actuels, les éventails anciens peuvent présenter une grande diversité de formes et d'organisation des dépôts selon la nature de l'alimentation terrigène (VAN DER KAMP et al., 1974, GALLOWAY et BROWN, 1973 ; LINK, 1975) ou en fonction d'un contrôle tectonique (SURLYCK, 1978 ; STOW et al. 1982). Ces derniers définissent un modèle d'éventail (fig.14) associé aux rifts.

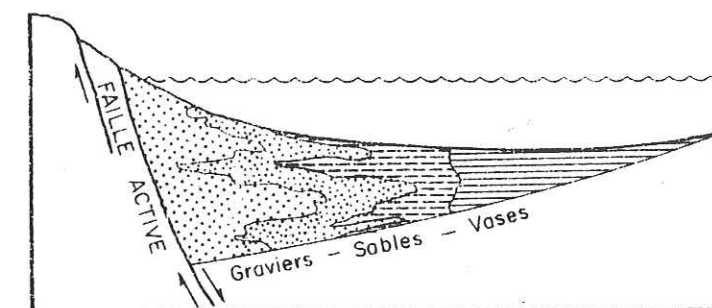


Fig. 14 - Eventail subaquatique contrôlé par une faille rotationnelle (in STOW et al., 1982).

Les sédiments issus du continent très proche sont entraînés sous forme d'avalanches dans des bassins étroits limités par des blocs basculés. Ils forment au pied des failles rotationnelles des éventails coalescents de faible dimension (10-20 km). Leur épaisseur et la taille de leurs éléments sont maximales au contact de la faille. Outre l'organisation séquentielle propre à chaque environnement (chenal, lobe), des séquences négatives soulignent les épisodes tectoniques, le basculement des blocs empêchant la formation de séquence positive due à la progradation de l'appareil.

4 - INTERET ECONOMIQUE DES EVENTAILS SUBAQUATIQUES

Les marges continentales, du fait de leur extension, d'une forte productivité primaire et d'un taux de sédimentation important, présentent de façon générale un potentiel pétrolier élevé (HEDBERG, 1970 ; WEEKS, 1974 ; DOW, 1979).

Les éventails subaquatiques constitués de dépôts clastiques organisés ont donc un intérêt économique comme le montre la découverte de gisements d'hydrocarbures associés à ce type d'appareil.

4.1 - Développement de l'exploration.

Les progrès réalisés dans la connaissance de la sédimentation turbiditique ont permis tout d'abord de réinterpréter en termes de dépôts marins profonds des gisements déjà exploités, antérieurement attribués à des dépôts deltaïques (réservoir du bassin de Los Angeles et de Ventura). Par la suite, d'autres gisements associés à des turbidites ont été reconnus (par exemple le champ de Cazaux dans le bassin de Parentis) ou découverts à partir d'une exploration off-shore (gisements de la Mer du Nord : champs de Frigg, Forties, Brae). Ces découvertes ont été une incitation à mieux connaître les appareils turbiditiques (Programme du Comité d'Etudes Pétrolières Marines concernant les éventails du Cap-Ferret et du Rhône) et à évaluer leur potentiel économique (éventail du Mississippi par CAUGHEY et STUART, 1976 ; MOORE et al., 1978 ; éventail du Nil par SUMMERHAYES et al., 1977 ; Monterey Fan, Delgada Fan par WILDE et al. 1978).

4.2 - Potentiel pétrolier des éventails subaquatiques.

La formation d'un gisement d'huile ou de gaz nécessite à la fois la présence d'une roche mère, d'une roche réservoir et de pièges.

La roche mère :

La roche mère est généralement constituée de sédiments fins favorables à la conservation de la matière organique qui, dans les éventails subaquatiques, est d'origine continentale ou marine.

La matière organique d'origine continentale, composée essentiellement par des fragments de végétaux supérieurs associés aux sédiments gréseux, est de qualité médiocre. Celle d'origine marine (plancton, algues, bactéries), de meilleure qualité, augmente dans la partie distale des éventails (MOORE, 1969 ; WILDE, 1978).

Le fort apport sédimentaire des éventails subaquatiques est favorable à la conservation de la matière organique et à sa transformation en hydrocarbures par enfouissement rapide (DOW, 1979). L'établissement d'un milieu de dépôt réducteur dû à une faible circulation océanique (FISHER et ARTHUR, 1977 ; WILDE, 1978) ou à un fort apport de matériel fin en suspension (CARALP et al., 1982) est favorable à la formation de dépôts riches en matière organique.

La roche réservoir :

La qualité réservoir d'une roche dépend de sa porosité et de sa perméabilité ; elle croît donc généralement avec l'augmentation de la taille et du classement des sédiments. Dans les éventails subaquatiques, les réservoirs potentiels sont associés soit aux dépôts de chenaux, soit aux lobes gréseux (HSU, 1977a ; WALKER, 1978 ; WILDE et al., 1978 ; MAC LEAN, 1981 ; HERITIER et al., 1979).

Les dépôts d'axes de chenaux, constitués de sédiments grossiers compris dans des dépôts fins (levée, zone d'interchenaux), constituent des réservoirs de grande dimension. Toutefois, le faible tri dynamique (dépôts gravitaires peu évolués : "debris flow, mud flow"), la variabilité latérale et verticale des dépôts peuvent diminuer leur qualité "réservoir" (HSU, 1977b).

Il faut aussi noter que les matériaux grossiers peuvent uniquement transiter dans un chenal pendant son activité, ce dernier étant comblé par des sédiments fins après son abandon. Cela pose le problème de l'interprétation

en termes de lithologie potentielle, des images sismiques de remplissage de chenaux. Les lobes gréseux du "suprafan" (modèle de NORMARK) ou de la partie externe des éventails (modèle de MUTTI) peuvent former de bons réservoirs. En effet, ces lobes de 10 à 100 m d'épaisseur ont une grande extension (20 à 50 km). Ils sont formés, dans leur partie amont, de bancs de grès massifs bien triés, d'épaisseur décimétrique à métrique, susceptibles d'être mis en communication par des surfaces d'érosion. Par ailleurs, les turbidites à caractère plus distal qui leur font suite, bien que n'ayant pas des qualités de réservoir, autorisent la migration des hydrocarbures depuis les roches argileuses en aval vers les dépôts gréseux épais en amont.

Les pièges :

Dans les éventails subaquatiques, plusieurs mécanismes de piégeage permettant l'accumulation des hydrocarbures se présentent.

La fermeture d'un réservoir peut être assurée par la terminaison latérale de strate ou par une diminution de perméabilité (fermeture par les flancs d'un chenal, par érosion, par une diminution du classement du sédiment, cimentation ...). Le passage d'une phase de construction active d'un éventail (bas niveau marin, phase tectonique) à une phase de quiescence (haut niveau marin, calme tectonique), et le déplacement latéral des chenaux et des lobes de dépôt entraînent la superposition de dépôts gréseux, ayant des qualités réservoir, et de dépôts argilo-silteux assurant la couverture des réservoirs ; ce sont donc des facteurs favorables au piégeage des hydrocarbures.

La fermeture d'un réservoir peut être également facilitée par la compaction différentielle qui met en relief les dépôts gréseux par rapport aux dépôts argilo-silteux plus compactables. Enfin, des failles synsédimentaires (failles de croissance, MACPHERSON, 1977) ou des failles liées à l'activité tectonique du bassin (STOW et al., 1982) sont susceptibles de former des pièges structuraux. De même, le développement d'un éventail sur les dépôts salifères (Mississippi, Nil, Rhône) est favorable à la création de pièges à la périphérie de diapirs.

En résumé, du fait de la juxtaposition de roches mères, de roches réservoirs et de la possibilité de pièges, les éventails subaquatiques ont un intérêt pétrolier indéniable. Cela sera d'autant plus vrai quand les techniques de forage, en progrès rapide, permettront l'exploitation des hydrocarbures en eaux profondes. Cependant, l'exploration et l'exploitation de tels gisements nécessitent une bonne connaissance de la géométrie et de la répartition des réservoirs. Il importe donc d'établir des modèles de plus en plus précis.

- CONCLUSION -

BILAN DES CONNAISSANCES ET VOIES DE RECHERCHES

Différents aspects de la sédimentation turbiditique ont été brièvement exposés, ils montrent l'importance de la place qu'elle occupe dans la sédimentation terrigène sur les marges continentales.

Deux principaux types de dynamique sédimentaire sont reconnus :

- une dynamique par courants de surface et de masse d'eaux qui guident la distribution des sédiments transportés en suspension,
- une dynamique par écoulements gravitaires qui remobilisent des sédiments déjà déposés sur les pentes.

Quoique théoriquement bien définie, la limite entre ces deux modes d'alimentation des pentes et glacis continentaux est difficile à situer, en particulier pour les sédiments fins :

- les écoulements gravitaires peuvent remobiliser des dépôts de décantation hémipélagiques ;
- les courants de turbidité sont susceptibles d'alimenter les couches néphéloïdes en éléments en suspension ;
- les sédiments en suspension peuvent par concentration s'écouler le long des pentes comme des courants de turbidité.

Il existe, par ailleurs, des convergences faciologiques entre des dépôts par traction sur le fond (courant de turbidité, courant de contour) ou par décantation (dépôt d'un nuage turbide, d'une couche néphéloïde) ; ces convergences sont la conséquence d'une analogie des mécanismes de sédimentation.

Ainsi, dans la mesure où les sédiments fins argilo-silteux sont dominants dans les dépôts terrigènes de marge continentale, il est nécessaire de poursuivre des recherches pour :

- définir des critères de distinction de leur mode de mise en place à partir de leur analyse faciologique,
- évaluer l'importance relative des apports directs par suspension et celle des apports indirects par remobilisation des dépôts sous l'action de la gravité,
- reconnaître l'influence de la distribution des sédiments fins sur l'édification du modelé du fond et celle qu'elle exerce indirectement sur la répartition des sédiments grossiers.

Les acquis dans la connaissance de la sédimentation turbiditique résultent d'études complémentaires concernant la dynamique des écoulements gravitaires, la reconnaissance d'appareils turbiditiques actuels et l'analyse de séries turbiditiques fossiles. Dans l'approche des modalités de cette sédimentation turbiditique, plusieurs voies peuvent être distinguées.

C'est tout d'abord *la reconnaissance des facteurs qui conditionnent le volume, la nature et la fréquence des écoulements gravitaires*. Il s'agit, non seulement de l'ensemble des paramètres qui modulent les apports terrigènes au milieu océanique (cadre géographique et climatique de l'arrière-pays), mais aussi des facteurs qui contrôlent la remobilisation des sédiments sous l'action de la gravité (volume des apports, propriétés mécaniques des sédiments, valeur de la pente sédimentaire, sismicité, variation de la pression hydrostatique).

En deuxième lieu, l'analyse concerne *l'étude dynamique des écoulements gravitaires*. Les recherches théoriques et les simulations en laboratoire montrent que plusieurs processus de transport interviennent au sein d'un même écoulement ; selon les caractéristiques granulométriques des matériaux et la topographie de la surface de dépôt, les capacités de transport, d'érosion et de tri des sédiments sont très différentes.

Une troisième voie consiste en *l'étude de la lithologie, des structures et de la distribution des dépôts turbiditiques*. Les auteurs se sont donc attachés à définir des critères génétiques de distinction des dépôts :

- en fonction de la nature de l'écoulement (écoulement boueux, granulaire, courant de turbidité),
- en fonction de l'éloignement par rapport à la source d'alimentation (turbidites proximales, "fluxoturbidites", turbidites distales).

Toutefois, ces critères de distinction sont souvent imprécis : la structure des dépôts ne reflète que la phase de décélération d'un écoulement gravitaire et la notion de turbidites proximales ou distales est une notion très relative qui peut être appliquée à un seul écoulement gravitaire aux caractéristiques données, comme à l'ensemble d'un édifice turbiditique.

Les classifications des dépôts turbiditiques basées uniquement sur les paramètres lithologiques (conglomérats organisés, désorganisés ; grès massif à figures d'échappement d'eau à stratifications obliques ; turbidites classiques présentant la séquence de BOUMA) permettent de mieux distinguer les caractères de l'organisation faciologique des dépôts et les processus dynamiques responsables de leur mise en place.

Une dernière voie d'approche de la sédimentation turbiditique est axée sur *l'étude des modalités de construction et d'évolution dans le temps des corps sédimentaires turbiditiques*. Ces modalités sont appréhendées par l'analyse des associations de faciès reconnues dans les dépôts de marges anciennes, et par l'étude, en parallèle, de l'organisation morphologique et faciologique des éventails subaquatiques modernes.

Du fait de l'interdépendance entre la dynamique sédimentaire, la répartition des dépôts et le modelé du fond, la notion d'environnement de dépôt (chenal, levée, lobe...) s'est plus ou moins substituée à celle de faciès de dépôt. Or, des différences très importantes apparaissent entre les divers appareils turbiditiques, tant au niveau de leur organisation morphologique qu'au niveau de la nature et de la répartition des sédiments. Cela impose de bien les distinguer au plan descriptif et surtout génétique. Il est donc nécessaire :

- de définir les modalités d'édification qui leur sont communes et qui résultent directement du comportement dynamique des écoulements gravitaires ; c'est en particulier l'analyse des mécanismes de formation des chenaux, de construction des levées sédimentaires et de création des lobes de dépôt ainsi que des mécanismes de ségrégation longitudinale et latérale des sédiments qu'ils impliquent,
- de dégager ou de préciser l'influence des différents facteurs qui déterminent les caractères propres à chaque appareil ; outre l'influence du contexte morphologique ou hydrologique de la marge, il s'agit de reconnaître l'impact de la nature de l'alimentation terrigène et de ses modifications au cours du temps.

Les recherches présentées dans ce mémoire portent principalement sur la reconnaissance des processus sédimentaires et des paramètres qui conduisent à l'édification des éventails subaquatiques.

A l'aide de deux exemples très différents, l'éventail du Cap-Ferret et la série des Grès d'Annot, analysés suivant des méthodes d'approche variées, je me propose :

- de définir l'organisation morphologique et faciologique des dépôts et de l'analyser en termes de processus dynamiques ;
- de reconnaître l'influence de la nature de l'alimentation terrigène sur la distribution des dépôts ;
- de caractériser l'ensemble des facteurs qui conditionnent , à la source, l'alimentation terrigène des marges continentales ;
- d'appréhender les variations à long terme des modalités de construction des éventails subaquatiques en relation avec l'évolution des marges continentales contigües.

- D E U X I E M E P A R T I E -

APPROCHE SÉDIMENTOLOGIQUE DE DEUX EXEMPLES
DE CORPS SÉDIMENTAIRES TURBIDITIQUES :
L'ÉVENTAIL SUBAQUATIQUE ACTUEL DU CAP-FERRET,
LA SÉRIE DES GRÈS D'ANNOT.

=====

- Premier_chapitre : LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE SUPERFICIELLE DE
L'ÉVENTAIL SUBAQUATIQUE DU CAP-FERRET :
UN EXEMPLE DE SÉDIMENTATION TURBIDITIQUE SILTO-
ARGILEUSE.
- Deuxième_chapitre : LA SÉRIE DES GRÈS D'ANNOT : UN EXEMPLE DE
SÉDIMENTATION TURBIDITIQUE SABLEUSE.
- Troisième_chapitre : COMPARAISON DE L'ÉVENTAIL DU CAP-FERRET ET DE LA
SÉRIE DES GRÈS D'ANNOT : MODALITÉS D'ÉDIFICATION
DES APPAREILS TURBIDITIQUES.

- PREMIER CHAPITRE -

LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE SUPERFICIELLE
DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET :
UN EXEMPLE DE SEDIMENTATION TURBIDITIQUE ARGILO-SILTEUSE.

L'éventail subaquatique du Cap-Ferret correspond à une accumulation sédimentaire édifiée sur le glacis continental dans la partie la plus interne du golfe de Gascogne (fig. 15).

Ce chapitre est principalement consacré à l'étude de la couverture sédimentaire superficielle de cet appareil, afin de définir les processus de mise en place des dépôts actuels ou subactuels. C'est un préalable à l'analyse des données sismiques qui permet une approche des modalités d'édification de cet éventail sur une échelle de temps beaucoup plus longue.

Après avoir défini les objectifs et les moyens mis en oeuvre pour étudier l'éventail du Cap-Ferret, je décrirai son organisation morphologique. L'analyse des dépôts superficiels me conduira ensuite à définir les mécanismes de leur mise en place et à rechercher les facteurs qui interviennent dans leur distribution.

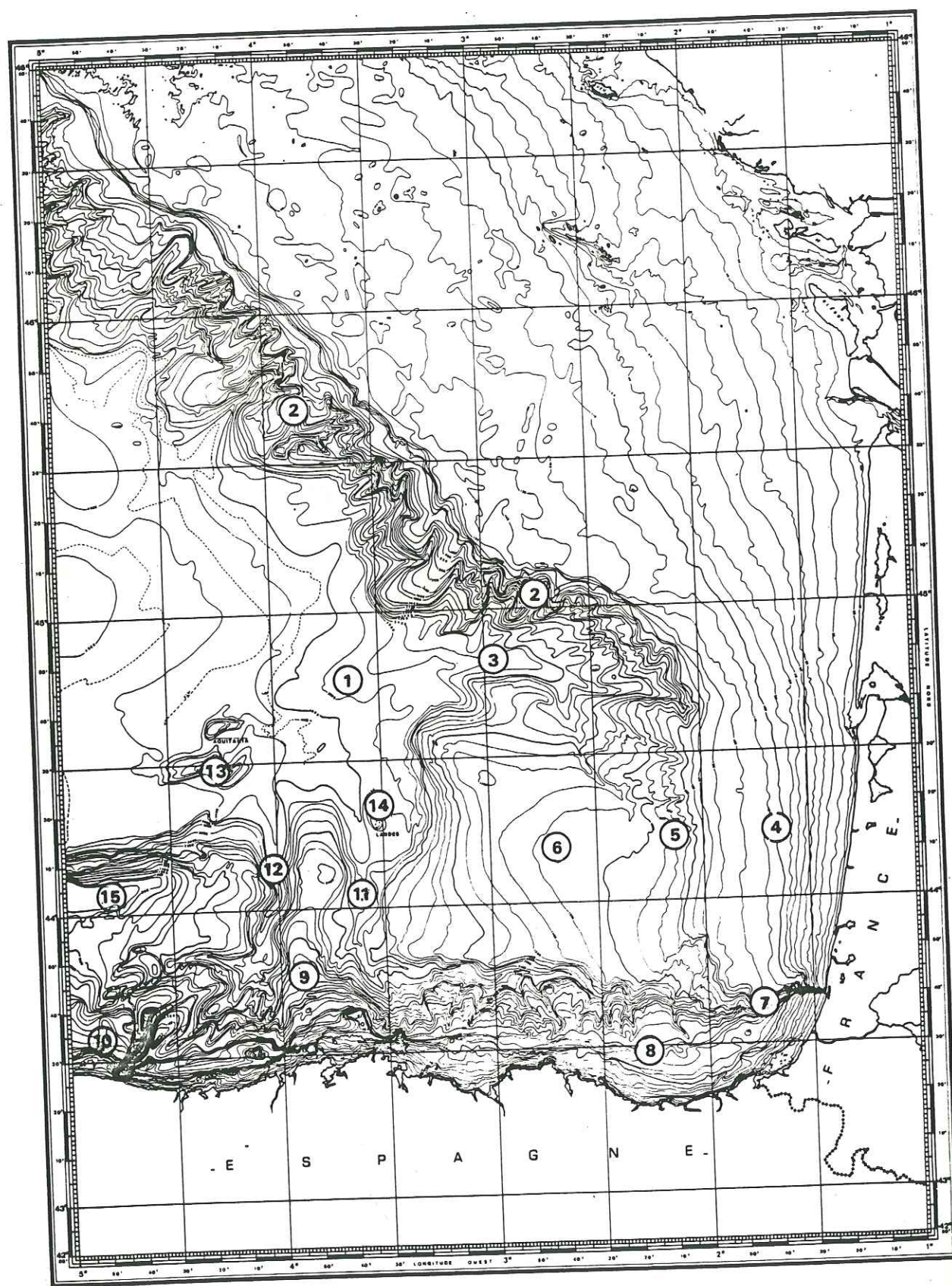


Fig. 15 - Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne (BERTHOIS, C.N.E.X.O., 1974).

- | | | | |
|---|--------------------------------|----|---------------------------|
| 1 | Eventail du Cap-Ferret | 9 | Promontoir de Santander |
| 2 | Pente continentale armoricaine | 10 | Marge asturienne |
| 3 | Dépression du Cap-Ferret | 11 | Dépression de Santander |
| 4 | Plateau continental aquitain | 12 | Dépression de Torrelavega |
| 5 | Talus continental aquitain | 13 | Montagne Aquitania |
| 6 | Plateau marginal landais | 14 | Montagne Landes |
| 7 | Gouf de Capbreton | 15 | Banc le Danois |
| 8 | Marge basco-cantabrique | | |

1 - LE PROGRAMME CAP-FERRET

L'éventail subaquatique du Cap-Ferret a fait l'objet d'une importante étude, le "programme Cap-Ferret", menée conjointement par le Comité d'Etudes Pétrolières Marines (C.E.P.M.), l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine (I.G.B.A.) et le Centre National pour l'Exploitation des Océans (C.N.E.X.O.). Les origines et les moyens mis en oeuvre pour mener à bien cette étude sont ici rappelés.

1.1 - Origine du programme Cap-Ferret.

L'établissement de la carte bathymétrique du Golfe de Gascogne (fig. 15) (C.N.E.X.O., BERTHOIS, 1974) a permis de mettre en évidence la présence, sur le glacis continental, d'une accumulation sédimentaire présentant grossièrement une forme en éventail axée sur le canyon du Cap-Ferret. Les profils sismiques flexotir, réalisés par le C.E.P.M. dans le Golfe de Gascogne (DAMOTTE et al., 1969), ont montré que cette accumulation résultait d'une construction sédimentaire reposant sur une surface horizontale.

Aussi, en raison du développement des travaux sur les éventails subaquatiques profonds, du fait de leur intérêt économique (cf. 1ère partie), un programme visant à définir les modalités de la mise en place de cet appareil détritique a été établi à l'initiative du C.E.P.M. (cf. annexe I).

1.2 - Moyens mis en oeuvre.

Les moyens mis en oeuvre pour étudier cet appareil sont importants et variés :

- observation de la surface du fond : bathymétrie, photographies sous-marines, observations à partir du submersible "Cyana" ;
 - étude de la couverture sédimentaire superficielle par carottage Kullenberg et sondage 3,5 kHz ("mud penetrator") ;
 - reconnaissance des dépôts profonds par sismique haute résolution.
- L'ensemble de ces différentes méthodes d'approche permet, en particulier :

- de connaître avec une grande précision, grâce au sondage multi-faisceaux Seabeam (BERTHOIS, 1978), le modelé du fond ; à partir des observations directes du fond, ce modelé est localement analysé plus en détail ;

- de définir, à l'aide de prélèvements par carottage Kullenberg répartis sur l'ensemble de l'appareil et du sondage 3,5 kHz, la lithologie des dépôts superficiels et les processus de mise en place (origine des dépôts, dynamique sédimentaire, définition des environnements morpho-sédimentaires, évolution sur une courte période de temps) ;

- d'analyser, à partir des profils sismiques haute résolution, l'évolution des dépôts sur une période de temps beaucoup plus longue et d'en déduire les modalités et les différents facteurs qui interviennent dans l'édification de cet appareil détritique.

Ces méthodes d'approche apportent donc chacune des informations complémentaires, à différentes échelles d'espace et de temps, permettant d'appréhender les processus dynamiques responsables de l'édification de l'éventail subaquatique du Cap-Ferret.

2 - MORPHOLOGIE DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET

La carte bathymétrique réalisée au cours du programme Cap-Ferret (planche h.t.) constitue un document de base sur lequel s'appuient les études sédimentologiques et géophysiques. Si, sur cette carte, se retrouvent les grands traits morphologiques visibles sur la carte dressée par BERTHOIS (1974), le sondage multifaisceaux "Seabeam" donne avec beaucoup plus de précision le modelé du fond.

Dans un premier temps, je définirai les principaux domaines morphologiques de cet appareil ; dans un deuxième temps, les formes des chenaux et des levées sédimentaires seront analysées plus en détail ; enfin cet appareil sera comparé au modèle d'éventail subaquatique défini par NORMARK (1970a).

2.1 - Les provinces morphologiques de la marge continentale.

Limitées par des grands axes structuraux (cf. annexe II), plusieurs provinces morphologiques s'individualisent sur la marge continentale de la partie interne du Golfe de Gascogne (fig. 15). On distingue ainsi du Nord au Sud, puis d'Est en Ouest :

- *la pente continentale armoricaine*, orientée Nord-Ouest Sud-Est ; elle s'infléchit brutalement vers l'Est et forme le rebord nord, abrupt, de la *dépression du Cap-Ferret* (graben du Cap-Ferret).

- *le plateau continental aquitain*, large de 60 km, dans la continuité du plateau continental armoricain, limité au Sud par le Gouf de Capbreton. Le *talus continental aquitain* de direction Nord-Sud, en pente assez douce, est prolongé par le *plateau marginal landais* faiblement incliné vers l'Ouest. Ce dernier, d'environ 100 km de long et de large, est bordé par de fortes pentes correspondant au Nord à la dépression du Cap-Ferret, au Sud au *Gouf de Capbreton* et à l'Ouest à la *dépression de Santander*.

- *la marge continentale basco-cantabrique* qui présente un plateau continental très étroit bordé par le flanc sud abrupt du Gouf de Capbreton.

- *le promontoire de Santander*, limité par les *dépressions de Santander et de Torrelavega* de direction Sud-Nord ; il descend en plusieurs paliers vers le glacis.

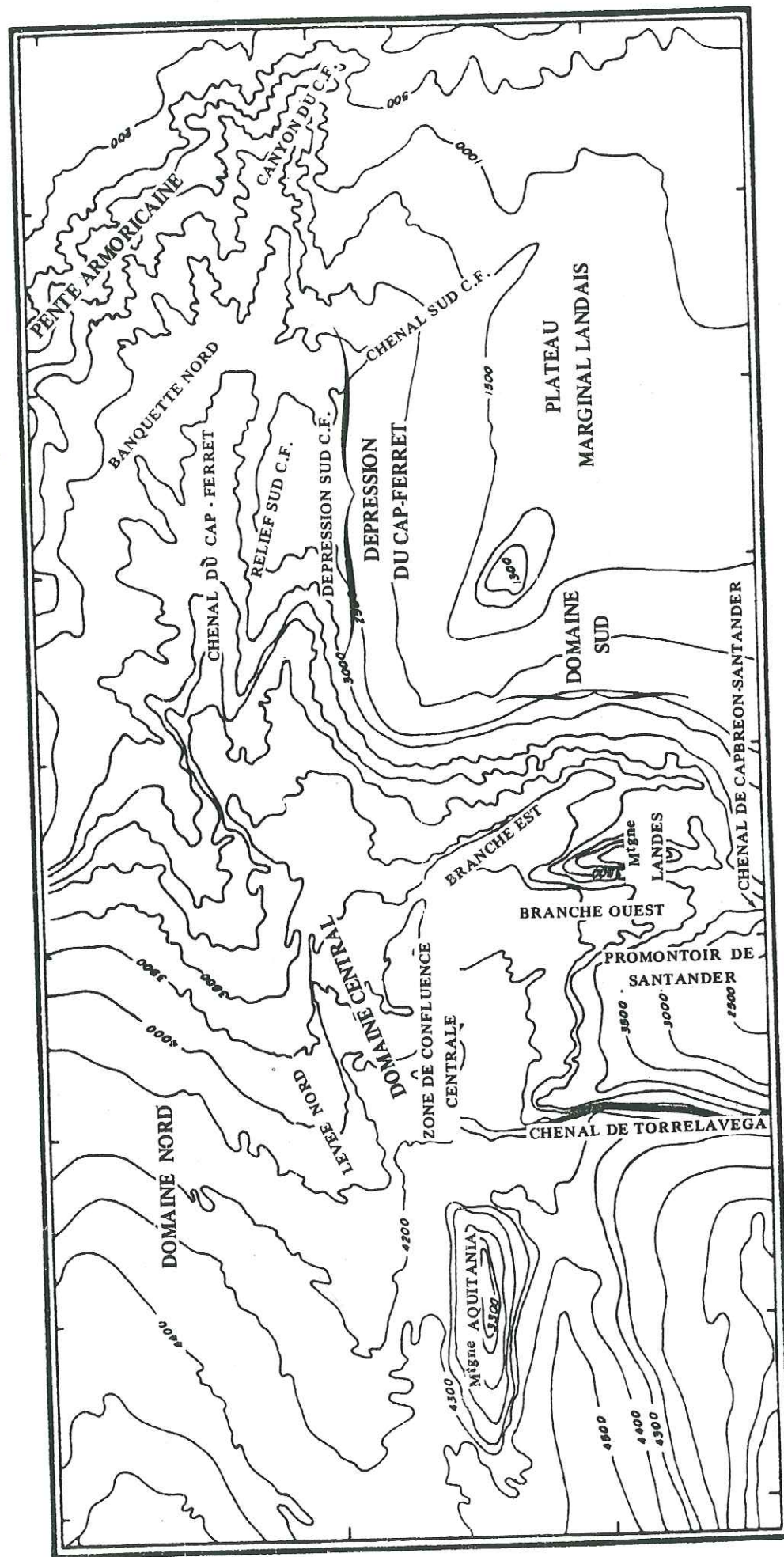


Fig. 16 - Principaux domaines morphologiques de l'éventail du Cap-Ferret.

- la marge asturienne comportant un plateau continental relativement large, un talus continental entaillé de cayons et un plateau marginal (*Banc le Danois*) limité au Nord par un fort escarpement est-ouest.

On observe aussi deux reliefs sous-marins :

- la montagne *Aquitania*, au Nord du Banc le Danois, qui constitue un relief d'environ 1000 m d'amplitude ;

- la montagne *Landes*, de 700 m d'amplitude, située dans la dépression de Santander.

2.2 - Organisation morphologique de l'éventail du Cap-Ferret.

L'éventail du Cap-Ferret, pris au sens large, correspond aux systèmes de canyons et chenaux qui drainent les pentes continentales armoricaine, aquitaine et nord-ibérique, et à l'accumulation sédimentaire formée sur le glaciais continental à la convergence de ces chenaux (fig. 16).

Deux principaux systèmes d'alimentation peuvent être distingués :

- le système *Cap-Ferret*, à savoir le canyon du Cap-Ferret et les différents chenaux qui convergent dans la dépression du Cap-Ferret ;

- le système *Capbreton-Santander*, c'est-à-dire le Gouf de Capbreton, de direction est-ouest, rejoint par le canyon de Santander, de direction sud-nord ; ensemble, ils forment le chenal que j'appellerai "le chenal de Capbreton-Santander" qui se divise en une branche est et une branche ouest, de part et d'autre de la Montagne Landes.

A ces deux principaux axes d'alimentation s'ajoute le système de Torrelavega.

Du point de vue morphologique s'individualisent :

- une partie est, la dépression du Cap-Ferret,
- une partie ouest, constituant la zone d'accumulation sédimentaire issue des systèmes d'alimentation Cap-Ferret, Capbreton-Santander et Torrelavega.

J'exposerai les caractéristiques de ces deux parties de l'éventail en m'aidant des études morphologiques antérieures (COUMES et al., 1979 ; PRUD'HOMME et al., 1979 ; CREMER et al., 1981 ; NAUDIN, 1983 ; NAUDIN et PRUD'HOMME, 1982).

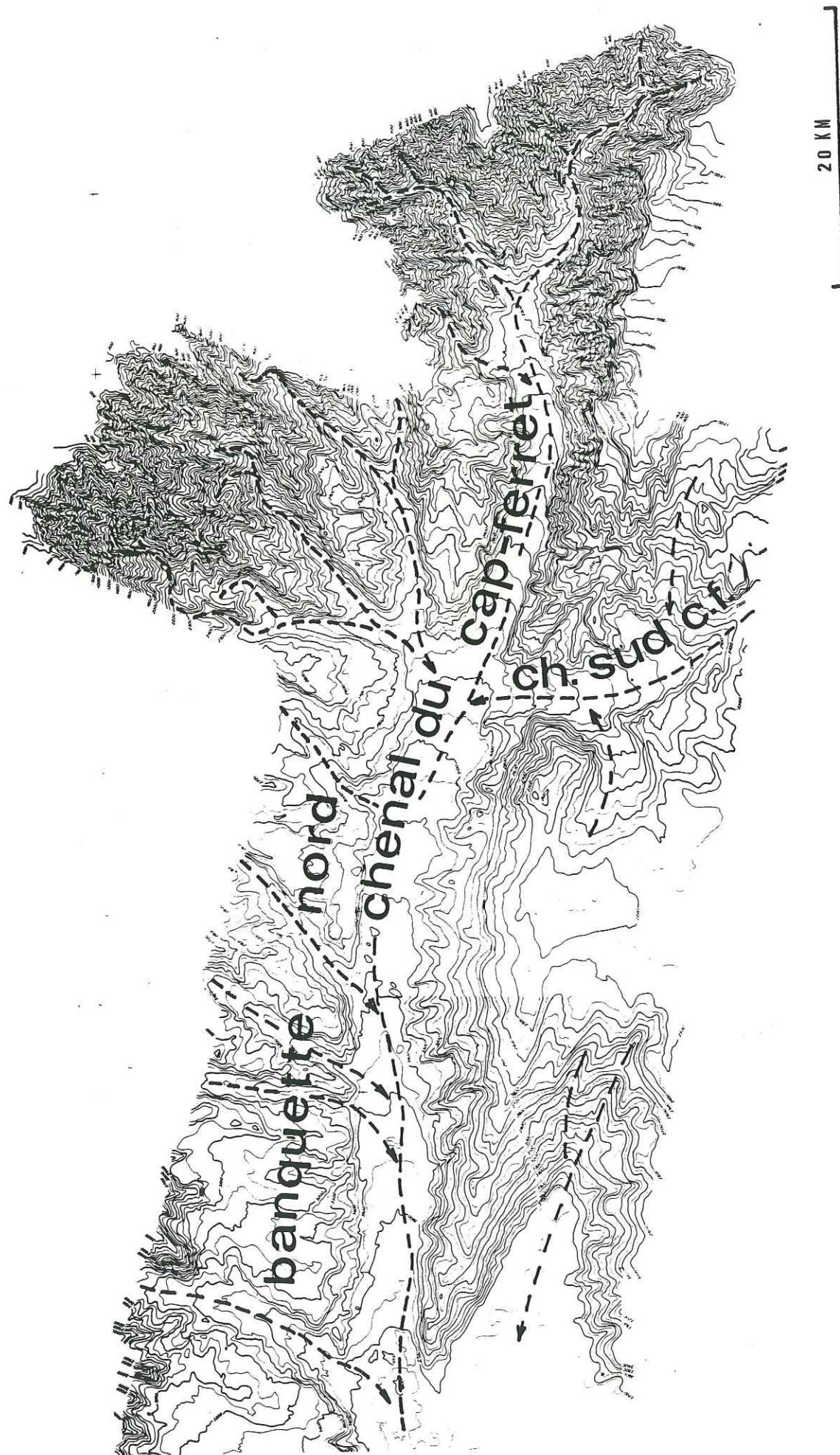


Fig. 17 - La dépression du Cap-Ferret.

2.2.1 - La dépression du Cap-Ferret (fig. 17).

Cette vaste dépression allongée d'Est en Ouest (100 km sur 60 km) présente une forme générale en auge dans laquelle plusieurs unités ont été reconnues.

Une unité amont : située à la liaison de la pente continentale armoricaine et aquitaine, elle s'amorce par une zone de forte pente entaillée par de nombreuses vallées en V. La plus importante est le *canyon du Cap-Ferret* qui est limité au Sud par un abrupt accusé. Ces vallées convergent pour former un chenal unique en U que j'appellerai "chenal du Cap-Ferret". Ce chenal reçoit aussi le "chenal sud Cap-Ferret", issu du réseau de vallées qui drainent le talus continental aquitain et une partie du plateau marginal landais.

Une unité aval : située après la confluence des principaux chenaux de l'unité amont, elle présente l'organisation morphologique nord-sud suivante :

- la *pente continentale armoricaine* fortement incisée par des canyons ;
- la *banquette nord* qui forme, après une rupture de pente assez nette, une zone de faible pente ; elle est entaillée de plusieurs chenaux en U qui relient les canyons de la pente armoricaine au chenal du Cap-Ferret ;
- le *chenal du Cap-Ferret* dont le fond, large de 3 à 6 km, est très plat ; il est séparé de la banquette nord par un abrupt de 300 à 400 m d'amplitude ;
- le *relief sud Cap-Ferret* qui sépare le chenal du Cap-Ferret d'une dépression secondaire située au Nord-Ouest du plateau marginal landais ; ce relief s'interrompt brutalement vers l'Est au débouché du chenal sud Cap-Ferret, s'abaisse progressivement vers l'Ouest et se raccorde, par une rupture de pente très marquée, au glacis ; le flanc nord de ce relief est très abrupt ; il tombe directement dans le chenal Cap-Ferret ou comprend à sa base un replat de faible importance, équivalent méridional de la banquette nord ;
- la *dépression sud Cap-Ferret* qui a la particularité de présenter, de part et d'autre d'un col, une pente courte vers l'Est en direction du chenal sud Cap-Ferret, et une pente plus longue vers l'Ouest qui s'interrompt au contact du glacis.

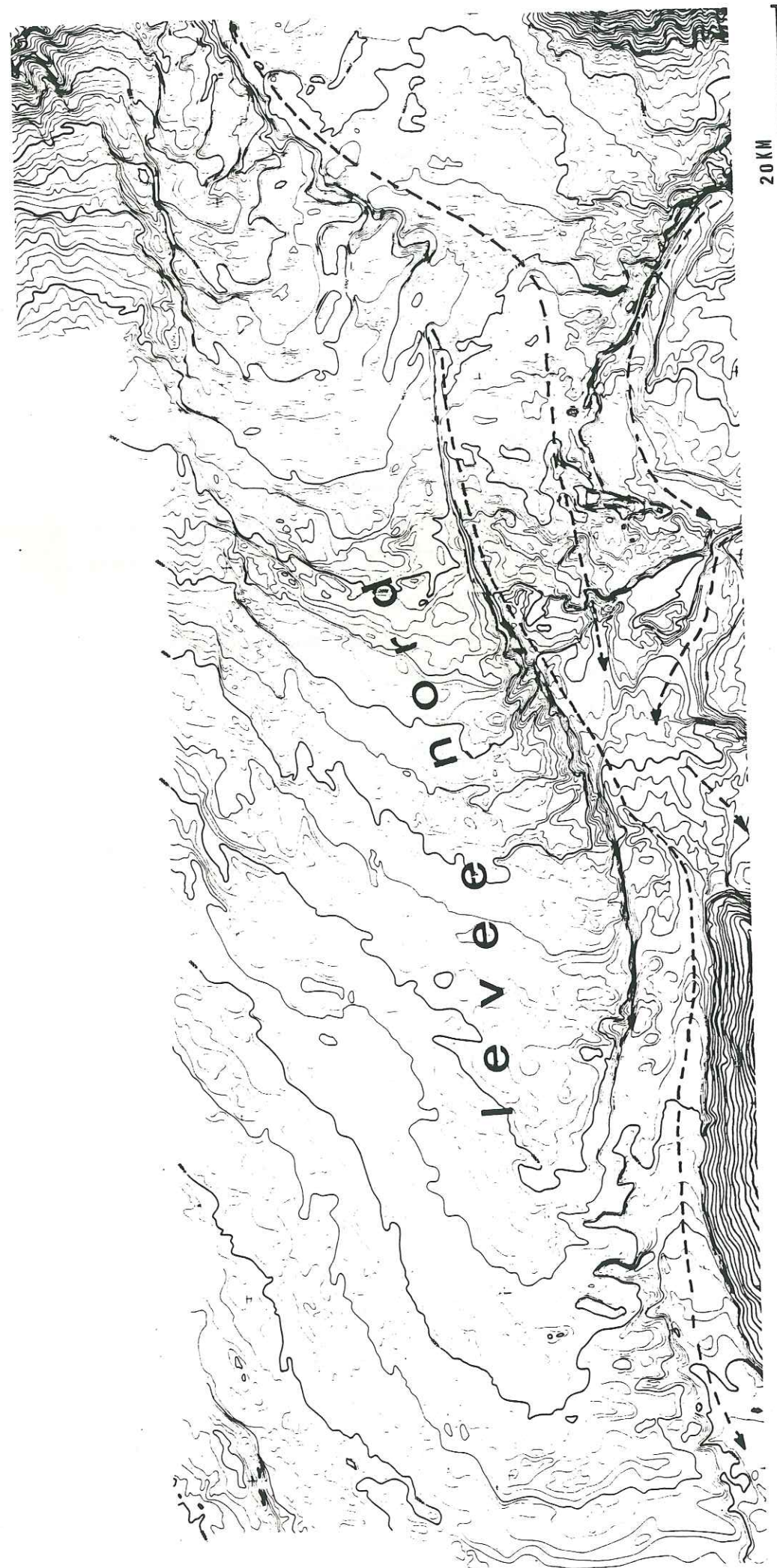


Fig. 18 - Le domaine nord.

2.2.2 - La zone d'accumulation sédimentaire.

Cette partie de l'éventail du Cap-Ferret se définit par une topographie plus douce ; elle s'organise sous forme de chenaux et de levées sédimentaires qui définissent trois grands domaines.

Le domaine nord (fig. 18) est constitué par une grande structure de forme linguoïde, de 100 km de long sur 30 km de large environ, allongée d'Est en Ouest dans le prolongement de la banquette nord. Elle présente au Sud une zone de forte pente, au Nord des pentes plus douces ; sa hauteur décroît d'Est en Ouest tandis que sa largeur augmente. Ces caractères sont typiquement ceux d'une levée sédimentaire appelée "*levée nord*" de l'éventail du Cap-Ferret.

Le domaine central (fig. 19) correspond à une zone dépressionnaire qui prolonge le chenal du Cap-Ferret. Il reçoit les chenaux de Capbreton-Santander et passe au Nord de la montagne Aquitania. D'Est en Ouest, on distingue :

- une vallée large présentant des surcreusements,
- une *zone de confluence centrale* des différents chenaux d'alimentation, en léger contrebais par rapport à la précédente,
- une zone aval dont le chenal redevient régulier à fond plat.

Dans le domaine sud, les traits morphologiques, principalement orientés Sud-Nord, correspondent aux systèmes de chenaux de Capbreton-Santander et Torrelavega.

- *La branche est* du chenal de Capbreton-Santander, méandiforme, présente un fond plat, un flanc est abrupt puis, au pied du plateau marginal landais, une forme d'accumulation en banquette. Son flanc ouest, beaucoup moins élevé, a une configuration typique de levée.

- *La branche ouest* du chenal Capbreton-Santander est un chenal beaucoup plus étroit en incision en V.

- *Le chenal de Torrelavega* constitue une large vallée bordée à l'Est par une forte pente qui limite un relief assimilable à une levée sédimentaire, situé dans le prolongement du promontoire de Santander.

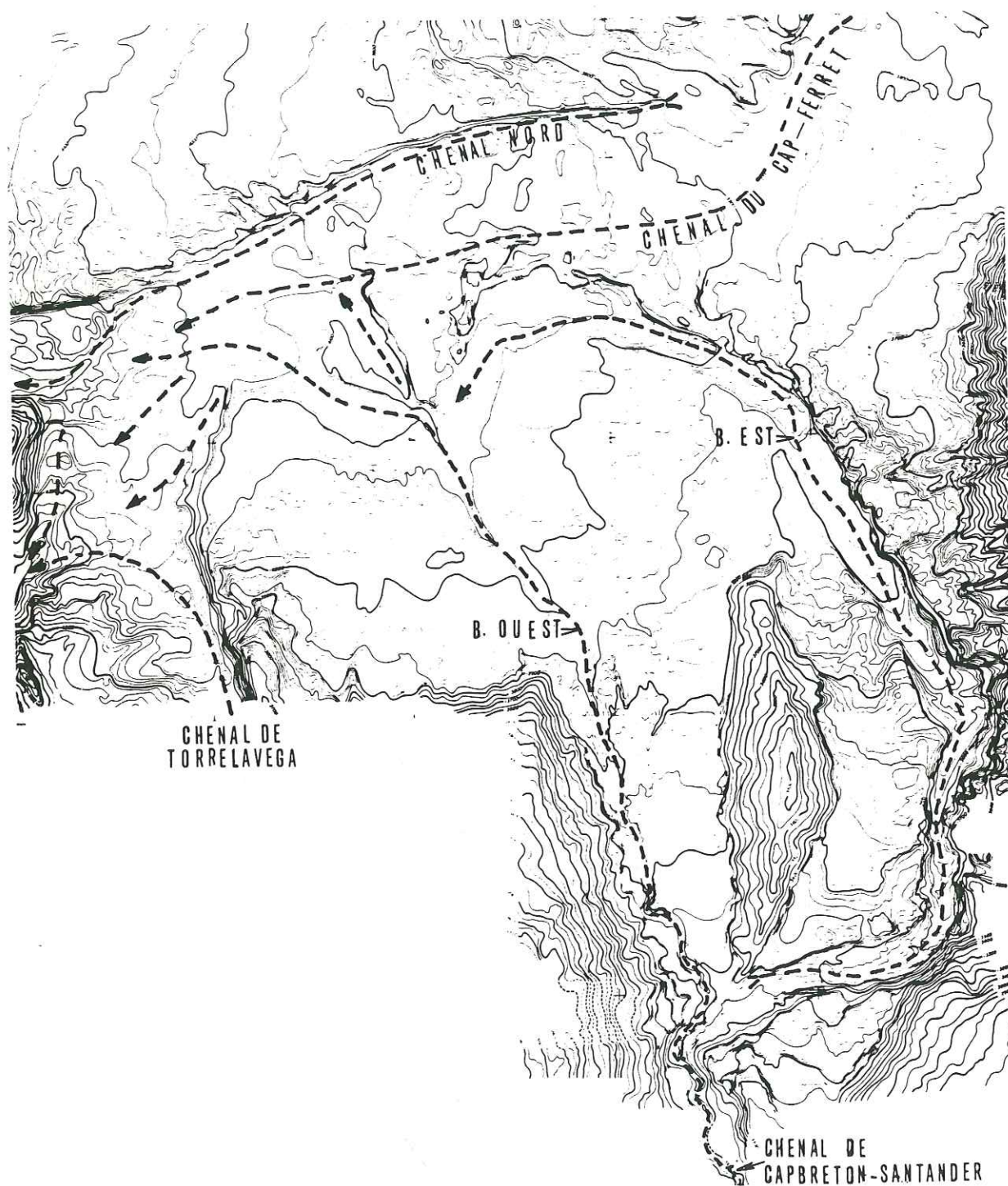


Fig. 19 - La zone de confluence centrale.

2.3 - Chenaux et levées sédimentaires : organisation morphologique de détail.

Dans le paragraphe précédent, j'ai décrit les principaux domaines morphologiques tels qu'ils apparaissent lors d'un examen assez rapide de la carte bathymétrique. Je présenterai ici, de façon plus détaillée, le modelé des canyons, des chenaux et des levées sédimentaires.

2.3.1 - Canyons et chenaux.

Les "canyons" sont des entailles profondes qui incisent le haut des talus continentaux (SHEPARD et DILL, 1966) ; généralement caractérisés par un profil en "V", ils s'opposent aux "chenaux" qui, situés à une plus grande profondeur (pente, glacis continental), ont le plus souvent un profil en "U". Ces deux types de vallée sont le reflet d'une dynamique sédimentaire différente : les formes en "V" sont le plus souvent associées à une érosion, les formes en "U" à un transport-dépôt.

Dans l'éventail du Cap-Ferret (fig. 17), une organisation similaire est observée : les principales vallées et leurs vallées adjacentes qui entaillent le talus continental en tête de la dépression du Cap-Ferret, sont étroites, encaissées et présentent un profil en "V" ; leur jonction donne, en bas de pente, naissance à un chenal en "U" qui s'élargit vers l'aval.

Cette transition entre vallée en "V" et vallée en "U" est progressive. Lors d'une plongée en submersible, il a été montré qu'elle s'effectuait par un élargissement, d'amont en aval, de plusieurs terrasses en marche d'escalier, situées de part et d'autre d'un talweg central. Ce talweg peut être suivi en aval dans le chenal du Cap-Ferret où il a un cours méandrique.

Si l'on interprète ces formes en terrasse comme le résultat de mécanismes de dépôt-érosion, on peut en déduire que les vallées en "V" sont dominées par des processus d'érosion, mais que des dépôts interviennent aussi et que, inversement, les vallées en "U" sont dominées par des processus de dépôt mais que des surcreusements peuvent avoir lieu.

L'analyse cartographique détaillée de la tête du canyon du Cap-Ferret (NAUDIN, 1983) montre que le nombre de vallées en "V" conforme à la pente régionale est relativement faible, celles-ci pouvant présenter des coudes brusques, apparemment alignés d'une vallée à l'autre. Dans la partie inférieure

de cette zone de forte pente des formes d'accumulation sont mises en évidence par une faible densité d'entailles.

Ces observations montrent que cette partie amont de la dépression du Cap-Ferret ne peut être considérée comme une zone d'érosion dominante, ce caractère devant se traduire par des vallées plus rectilignes et plus conformes à la pente régionale, ainsi que par l'absence de formes d'accumulation. On peut plutôt penser qu'il s'agit, dans l'ensemble, d'une zone de dépôts assez importants, remobilisés par des déformations gravitaires selon des directions structurales. Les vallées en "V" sont alors considérées plus comme des chenaux de transit que comme des chenaux d'érosion.

2.3.2 - La zone de confluence centrale (fig. 19).

Cette zone où confluent les chenaux de Cap-Ferret et de Capbreton-Santander se caractérise par un réseau de drainage relativement anarchique :

- le chenal du Cap-Ferret, nettement élargi, qui semble prendre en écharpe l'ensemble de la zone ;
- la branche est du chenal de Capbreton-Santander qui effectue un coude très marqué et se termine dans une direction Sud-Sud-Ouest dans la branche ouest du chenal de Capbreton-Santander :
- la branche ouest du chenal de Capbreton-Santander venant buter contre le flanc sud de la levée nord ;
- un chenal que j'appellerai "chenal nord", dont la tête est isolée du chenal du Cap-Ferret par un léger relief ; il entaille la levée nord qui présente un flanc sud concave, puis rejoint par les autres chenaux, il se poursuit vers l'Ouest.

Cette zone de confluence centrale se marque par une forte rugosité du relief liée à l'existence de buttes ou de dépressions fermées qui accompagnent l'abaissement, en plusieurs ruptures de pente, du plancher du chenal de Cap-Ferret au niveau des chenaux du système Capbreton-Santander.

Plusieurs traits particuliers de cette organisation doivent être soulignés.

L'opposition entre les formes des différents chenaux traduit des processus dynamiques distincts. On remarque, en effet, que la diffuence au Sud de la montagne Landes, s'effectue actuellement au profit de la branche ouest du chenal Capbreton-Santander, la branche est étant isolée par un seuil d'environ 50 m. La branche ouest, en incision en "V", présente des amorces de levée ; la branche est, dont la forme en "U" est soulignée par des levées et banquettes latérales développées, est très fortement recourbée.

D'après ces caractères, la branche ouest correspondrait à un chenal récent alors que la branche est, plus ancienne, serait assimilable à un bras à l'abandon.

Grâce à un lissage successif des courbes bathymétriques et en analysant les profils en long des vallées, NAUDIN (1983) montre le rôle prépondérant du système Cap-Ferret par rapport au système Capbreton-Santander. Toutefois, cet auteur pense que l'organisation du modelé actuel reflète une augmentation récente de l'activité du système Capbreton-Santander. Celle-ci pourrait avoir induit la création du chenal nord qui manifestement érode la levée nord. Entre le chenal nord et la terminaison de la branche est du chenal Capbreton-Santander s'observe un alignement de dépressions dans le prolongement du chenal du Cap-Ferret ; ce serait la marque d'un chenal en cours d'abandon. Quelle que soit l'interprétation faite du modelé du fond, il faut surtout souligner que le chenal nord n'est ni dans la continuité directe du Cap-Ferret, ni dans celle des chenaux du système Capbreton-Santander. Il résulte donc de l'interférence des deux systèmes d'alimentation.

2.3.3 - Levées et banquettes sédimentaires.

Un passage progressif existe entre les banquettes et les levées lorsque les reliefs (pente continentale armoricaine, rebord ouest du plateau marginal landais, promontoire de Santander) s'abaissent pour se fondre dans le glacis (planche h.t.). Les différences essentielles entre ces deux formes tiennent donc au fait que les banquettes s'appuient sur un relief, alors que les levées sont des formes d'accumulation sur une surface initiale plus plane. De plus, l'amplitude des levées décroît vers l'aval, alors que la hauteur des banquettes par rapport aux chenaux demeure plus constante.

La grande levée nord présente, dans le détail, une organisation particulière du modelé du fond.

En amont (fig. 18), la levée, étroite, s'organise suivant une succession concentrique de forte et faible valeur des pentes, des dépressions pouvant exister dans les zones de replat. Au débouché du chenal du Cap-Ferret, ces ondulations sont brusquement interrompues sur le flanc sud de la levée, très abrupt ; plus en aval, elles atteignent le chenal et affectent les dépôts qui isolent la tête du chenal nord du chenal du Cap-Ferret. A l'Ouest de la zone de confluence centrale, la levée s'étale plus largement, les alternances de faible et forte pente y sont plus atténuées et les entailles de direction Est-Ouest plus nombreuses.

Cette organisation sera interprétée lors de l'analyse des dépôts superficiels et des sections sismiques, mais déjà elle montre, du fait des variations de formes observées à partir de la zone de confluence centrale, l'influence du système Capbreton-Santander sur la répartition des dépôts.

Un caractère fondamental des levées et banquettes sédimentaires de l'éventail du Cap-Ferret est la très nette dissymétrie du volume des dépôts entre les deux rives des chenaux, les dépôts en rive droite étant beaucoup plus importants. En particulier, la grande levée nord n'a pas d'équivalent au Sud de la zone des chenaux. Une telle différence se remarque aussi entre la banquette (rive droite) et une levée d'assez faible amplitude (rive gauche) de la branche est du chenal de Capbreton-Santander, entre la banquette nord et sud du chenal du Cap-Ferret, dans le chenal de Torrelavega bordé à l'Est par une levée sédimentaire importante.

Cette dissymétrie des dépôts est donc un phénomène général qui affecte des chenaux de directions variées. Elle ne semble donc pas pouvoir être mise en relation avec les phénomènes d'ordre structural. Je pense qu'il s'agit typiquement de l'effet de l'accélération complémentaire de Coriolis sur les dépôts de débordement (cf. p. 39).

2.4 - L'éventail du Cap-Ferret : un modèle original.

L'organisation morphologique décrite précédemment montre qu'il s'agit bien d'un éventail subaquatique profond. Mais, par rapport au modèle de NORMARK (1970 à 1978), il présente plusieurs particularités.

D'une part, cet appareil comporte plusieurs sources d'alimentation dont le cadre morphostructural est différent :

- plateau continental large, talus progradant, large dépression ouverte sur le glaciaire pour le système Cap-Ferret ;
- plateau continental étroit, arrière-pays montagneux, dépressions étroites pour le système Capbreton-Santander.

D'autre part, bien que la zone prospectée s'arrête avant la fin de la levée nord, d'après les documents disponibles (carte bathymétrique du Golfe de Gascogne, sections sismiques), il semble que la forme générale en éventail, principalement due à la "levée nord", se poursuive plus à l'Ouest sans ramification du chenal principal et sans que s'individualise une zone d'accumulation préférentielle assimilable à un "suprafan". L'éventail du Cap-Ferret est donc distinct du modèle de NORMARK, l'absence de "suprafan" le

rapprochant par exemple de l'éventail du Saint-Laurent ou, à une moindre échelle, de celui du Bengale. Cependant, on constate, par rapport à ces derniers, une très grande variation d'épaisseur des dépôts entre les deux rives des chenaux.

L'éventail du Cap-Ferret est donc un modèle original ; à partir de l'analyse des dépôts superficiels et de l'interprétation des sections sismiques, je tenterai d'explicitier les facteurs ayant entraîné cette organisation morphologique particulière.

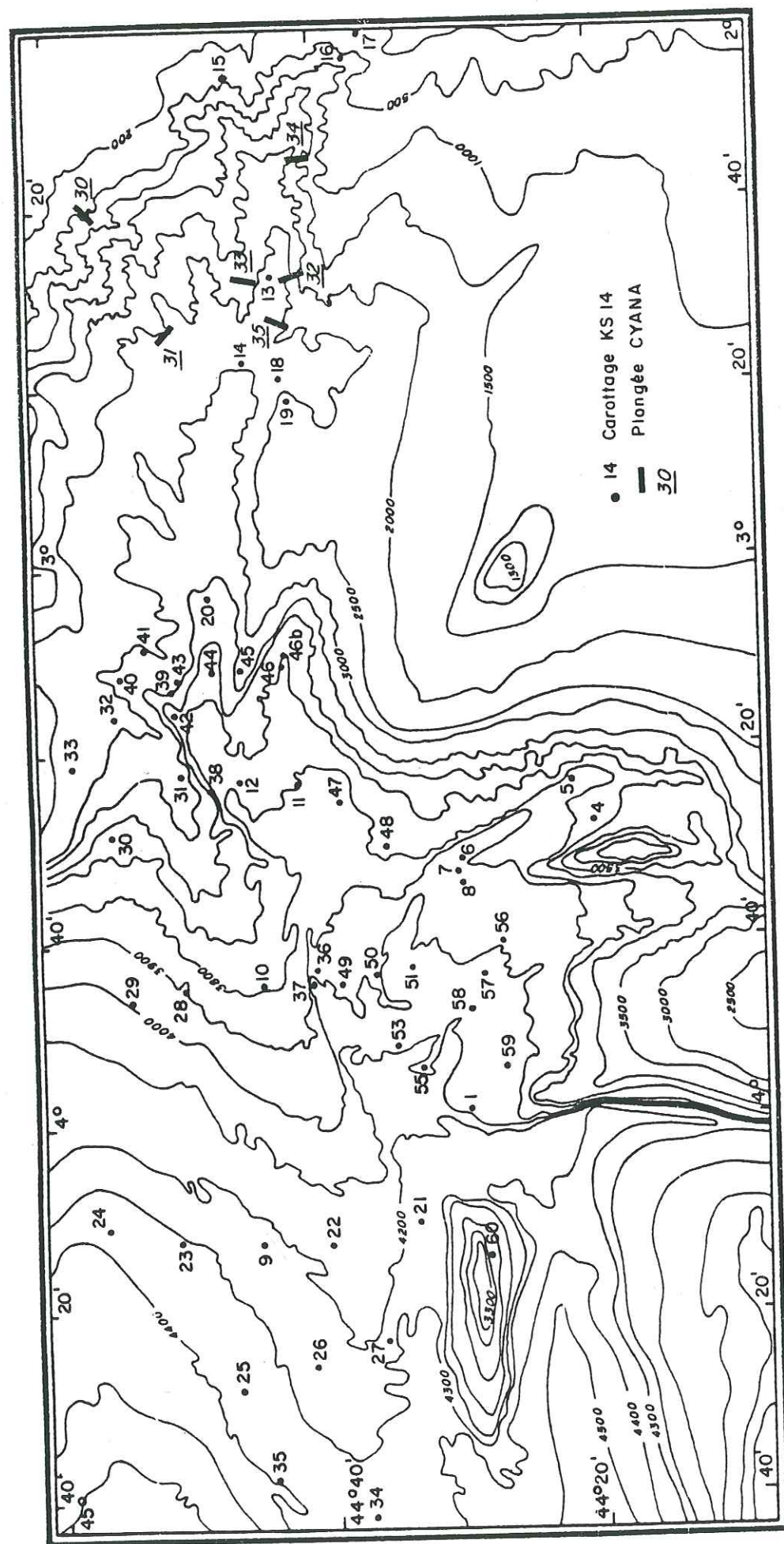


Fig. 20 - Localisation des prélèvements.

3 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE SUPERFICIELLE DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET

L'étude de la couverture sédimentaire superficielle est basée sur l'analyse des prélèvements par carottage Kullenberg effectués lors des missions Seafer (fig. 20 et planche hors texte). Le nombre relativement important de ces prélèvements (56) permet une reconnaissance assez précise de la nature lithologique, de l'âge et de l'origine des dépôts superficiels (PRUD'HOMME et al., 1979 ; CREMER et al., 1981 ; CREMER, 1981, 1982). Les méthodes d'analyse appliquées à l'étude de ces dépôts sont exposées dans l'annexe I.

Je présenterai ici l'interprétation des données analytiques en trois volets distincts.

Je définirai tout d'abord les principaux types de sédiments rencontrés et proposerai, à partir de différents critères d'interprétation, un mode de mise en place.

Je mettrai ensuite en évidence la corrélation étroite qui existe entre la morphologie actuelle de l'éventail et la répartition des dépôts.

Enfin, par l'étude de l'évolution des dépôts au cours du Quaternaire récent, le rôle du facteur climatique dans l'alimentation turbiditique sera analysé.

C'est l'ensemble de ces données sur les caractères ponctuels des dépôts, sur leurs évolutions horizontales et dans le temps, qui permettra de définir les processus dynamiques et les différents facteurs qui interviennent dans ce type de sédimentation turbiditique.

3.1 - Lithologie et mode de mise en place des dépôts superficiels.

3.1.1 - Nature des dépôts.

L'ensemble des prélèvements fait apparaître que la couverture superficielle de l'éventail subaquatique est constituée essentiellement de sédiments argilo-silteux. Schématiquement, trois principaux types de dépôt sont reconnus (fig. 21).

- Les dépôts du premier type sont constitués de sédiments fins (vases silto-argileuses et argilo-silteuses).

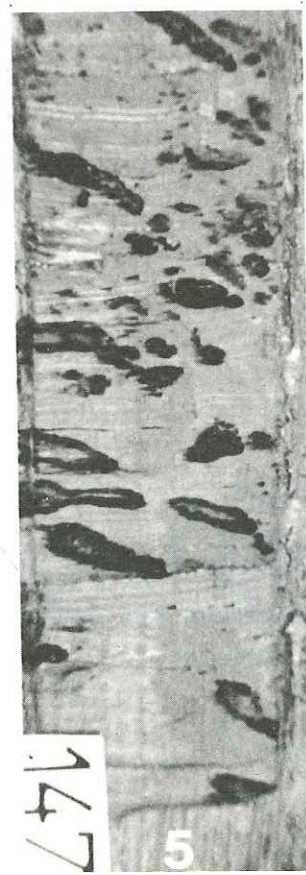
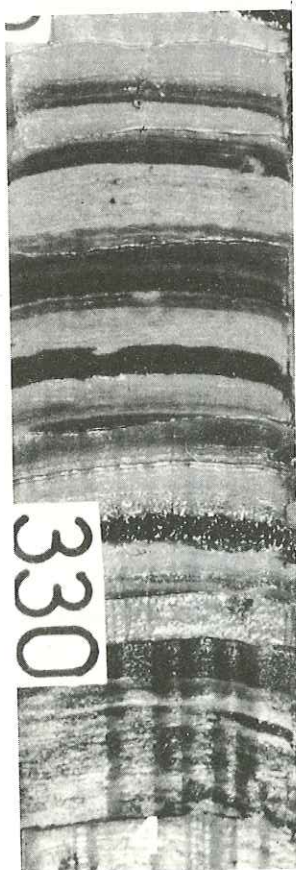
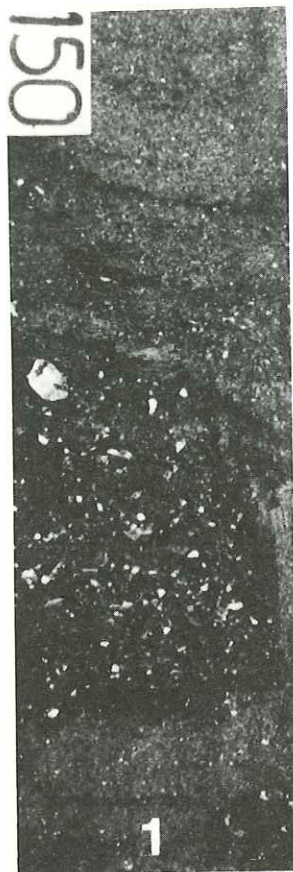


Fig. 21 - Aspects faciologiques des dépôts superficiels
(légende page ci-contre).

- Les dépôts du deuxième type sont formés de sédiments plus grossiers (sables fins et silts). Les sables moyens ou grossiers sont très exceptionnels.

Ces différents dépôts se rencontrent soit en séquence homogène épaisse, soit, cas le plus fréquent, sous forme d'une alternance des dépôts du premier et du deuxième type en lits millimétriques à décimétriques.

- Un troisième type peut être distingué : il s'agit d'un faciès hétérogène présentant dans une même séquence des dépôts des deux premiers types sans structures ordonnées.

3.1.1.1 - Les faciès de vases.

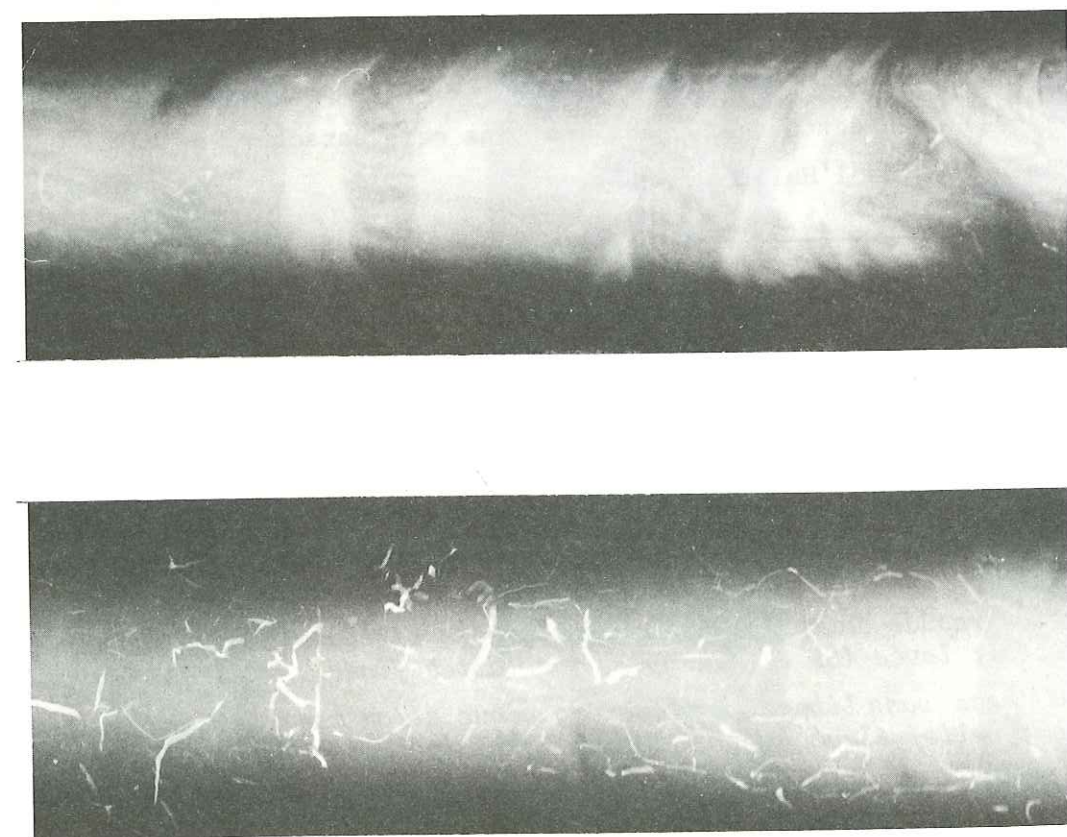
Les vases constituent, sauf exception, plus de 50 % des dépôts étudiés. Leur pourcentage en éléments détritiques grossiers et en carbonates est assez variable, mais elles peuvent être généralement définies par le terme de "vases silto-argileuses peu carbonatées".

Structure : rares sont les niveaux de vases homogènes. On observe très souvent la présence de silts en lentilles et en lits horizontaux ou obliques ainsi qu'un granoclassement (fig. 22). Toutefois, ces structures d'origine dynamique sont fréquemment masquées par les effets d'une bioturbation plus ou moins intense, localement marquée par des terriers en chevrons.

Couleur : les vases du Pléistocène ont une teinte vert olive (5 Y 4/2, Munsell Soil Colour Charts, 1975). Celle-ci devient plus sombre vers la base de la carotte en raison d'un milieu réducteur. La couleur brun clair (5 Y 5/1) avec des nuances dans les tons ocre caractérise les niveaux superficiels oxydés de l'Holocène supérieur.

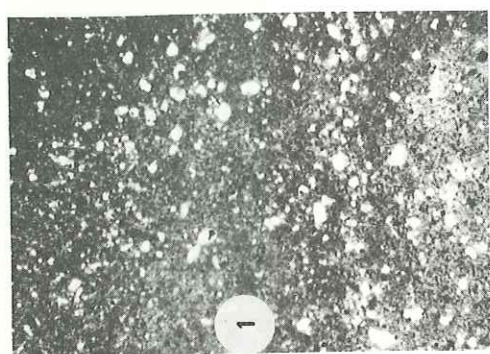
Fig. 21 - Légende :

- 1 - Sable coquillier à la base d'une turbidite de 70 cm, chenal (SK 56, Post-Würm 3), turbidite grossière.
- 2 - Sable silteux, laminations de vase et de matière organique, contact inférieur et supérieur net ; chenal (SK 36, Interstade Würm 2-Würm 3), turbidite non granoclassée.
- 3 - Sable silteux, base érosive, contact supérieur progressif, basse-levée (SK 55, Würm 3), turbidites granoclassées.
- 4 - Succession rapide de turbidites granoclassées silteuses et argilo-silteuses ; levée (SK 31, Würm 3), turbidites fines.
- 5 - Vase silteuse sans litage, matière organique et/ou monosulfures en nodules ; relief élevé (SK 19, Würm 3) ; hémipélagite ?
- 6 - Vase silteuse et lambeaux de vases anté-quaternaires, déformation des structures ; flanc de chenal (SK 40, Post) Würm 3) ; "mud flow".

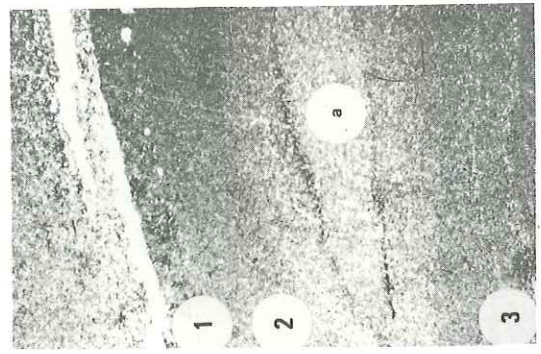


Vase à filaments
de monosulfure.

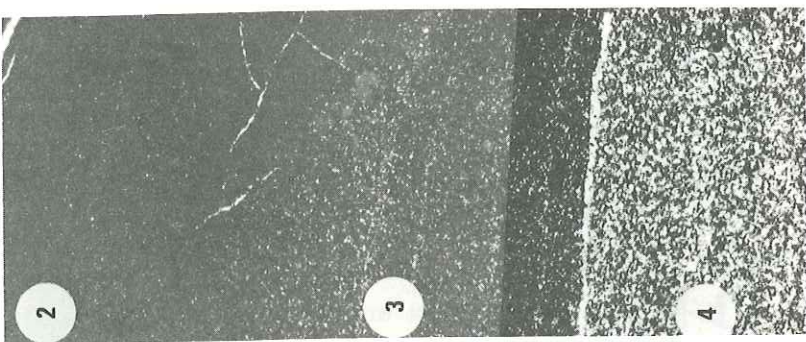
Vase à terriers.



A



B



C

- 1 - Vase hémipélagique, foraminifères et quartz dans une matrice fine.
- 2 - Vase fine homogène.
- 3 - Vase à laminations silteuses.
- 4 - Silt.
- a - Artefact de préparation.

Radiographie de vases fines bioturbées (éch. 1/1).

Lame mince (X8) de vase hémipélagique (A) et de sommet de turbidite (B et C).

Fig. 22 - Faciès des vases.

Granulométrie : ces vases ont une médiane comprise entre 10 et 2 μm . Le pourcentage de particules inférieures à 2 μm varie de 20 à 50 %. La fraction grossière supérieure à 63 μm est toujours très faible (< 10 %).

Les courbes granulométriques du type hyperbolique ou hyperbolique à tendance logarithmique mettent en évidence une distribution dissymétrique vers les sédiments fins.

Analyse des constituants : ces vases sont constituées principalement de quartz, élément dominant, de feldspaths (< 10 %), de carbonates et de minéraux argileux.

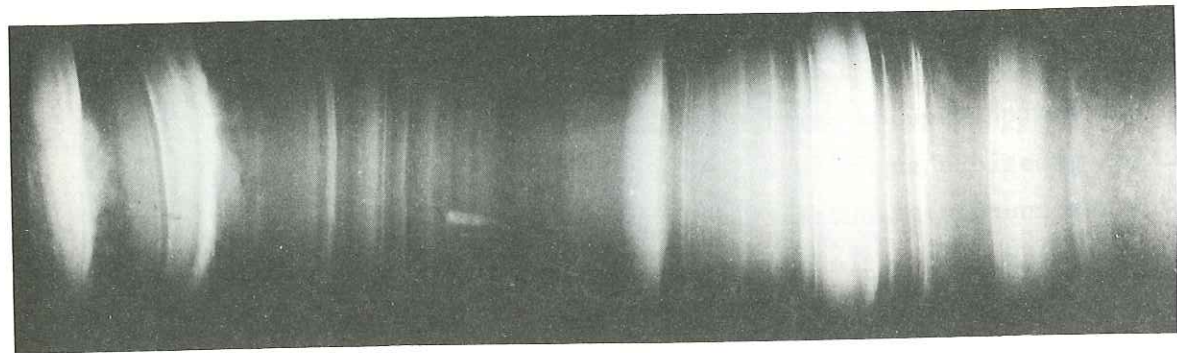
Les vases du Pléistocène ont un taux de carbonates très faible (< 15 %). Elles s'opposent aux vases de l'Holocène plus carbonatées avec des taux compris entre 15 et 30 %.

Les principaux minéraux argileux rencontrés sont les suivants : illites (50 à 30 %), smectites (50 à 15 %), chlorites (30 à 10 %) et enfin kaolinites (< 15 %). Ce cortège met en évidence une origine mixte des sédiments à partir des régions aquitaine et pyrénéenne (LATOUCHE, 1971 ; TAUZIN, 1974). Il permet de définir une zonation géographique des dépôts qui évolue au cours du temps (cf § 3.2.4).

La fraction supérieure à 63 μm , toujours en très faible proportion (< 10 %), comporte, sauf pour les niveaux holocènes, une proportion notable ou dominante d'éléments terrigènes. Ce sont essentiellement des quartz et des micas, ces derniers pouvant être prédominants dans la fraction 150 à 63 μm .

Localement s'observent des éléments plus grossiers (graviers, fragments de coquilles, galets mous d'argile) isolés au sein d'une matrice fine. On remarque aussi fréquemment la présence d'agrégats et de tubules pyritisés, associés à l'activité d'animaux fouisseurs (pellets, terriers). Dans le sédiment, ces éléments sont en relation avec des mouchetures, auréoles ou concrétions très sombres qui se caractérisent minéralogiquement par une augmentation du soufre et de la matière organique (BARREAU I, rapport D.E.A inédit). Ceci traduit une dégradation de la matière organique (le carbone organique est généralement inférieur à 1 %) dans des conditions réductrices.

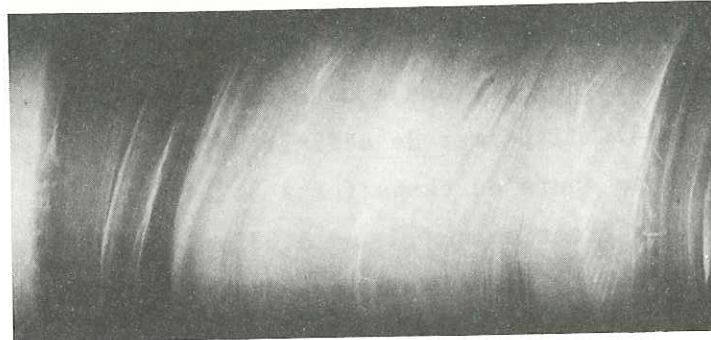
Densité et susceptibilité magnétique : les vases argilo-silteuses présentent, du fait d'une teneur en eau importante, de faibles valeurs de densité.



Alternance lits silteux plans
et de vase à fines laminations.



convolutes



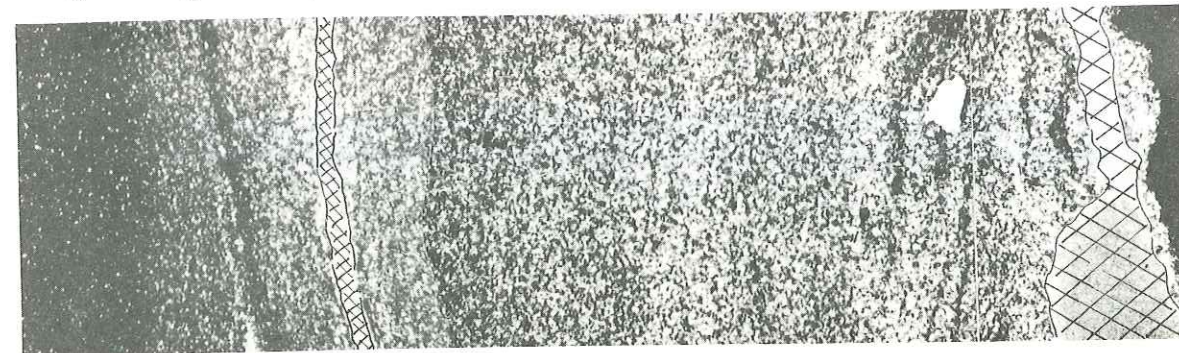
vase fine

vase à laminations
silteuse

stratification
oblique
entrecroisée

Lits centimétriques.

Fig. 23 - Faciès silto-sableux.



Séquence type granoclasée
lame mince (X8).

vase

contact progressif

vide

gravier

vide

base érosive

La susceptibilité magnétique fortement liée à la présence d'éléments détritiques grossiers est très faible dans les niveaux de vases carbonatées et augmente des vases argileuses aux vases silto-argileuses.

3.1.1.2 - Les faciès silto-sableux.

Les sédiments silto-sableux qui représentent généralement moins de la moitié de l'ensemble du prélèvement s'observent en niveaux épais homogènes (rebord du plateau en tête du canyon du Cap-Ferret, SK 17) sous forme de poches ou lentilles silteuses au sein des faciès de vases, mais le plus souvent ils constituent des lits millimétriques à décimétriques interlités avec les vases silteuses.

Structure : ces lits présentent (fig. 23) un contact inférieur net, plan ou irrégulier. Dans ce deuxième cas, peuvent être notées des figures de "cut and fill" mettant en évidence le caractère érosif du contact, des figures de charge, ainsi que des pseudo-nodules.

Au sein des lits apparaissent des laminations bien visibles sur radiographies. Il s'agit de laminations de sédiments plus grossiers, de vases, ou plus rarement de débris ligneux.

Généralement planes dans les lits millimétriques, elles sont obliques ou entrecroisées à la base des lits plus épais et s'estompent ou redeviennent horizontales vers le sommet de ces lits. Le contact des lits silto-sableux avec les vases sus-jacentes peut être très net, mais le plus souvent, le passage est progressif. En effet, ces lits montrent généralement un granoclassement normal, particulièrement visible en sommet de séquence.

Granulométrie : les lits silto-sableux présentent une assez grande variabilité de la taille des éléments. Néanmoins, ils sont en majorité constitués de silts ($10\mu\text{m} < \text{médiane} < 100\mu\text{m}$). Le pourcentage des particules inférieures à $2\mu\text{m}$ est faible ($< 10\%$). Ces sédiments assez bien classés (fig. 24) ont une courbe cumulative du type parabolique pour les niveaux les plus grossiers et logarithmique pour les niveaux les plus fins.

En comparant la valeur maximale de la médiane des lits d'épaisseur différente (fig. 25), on constate que le grain médian maximal est en moyenne d'autant plus grossier que le lit est épais. Dans le détail, les séquences centimétriques ont un grain médian assez variable (10 à $100\mu\text{m}$) tandis que les séquences décimétriques présentent généralement un grain médian maximal de l'ordre de $100\mu\text{m}$ et, plus exceptionnellement, supérieur.

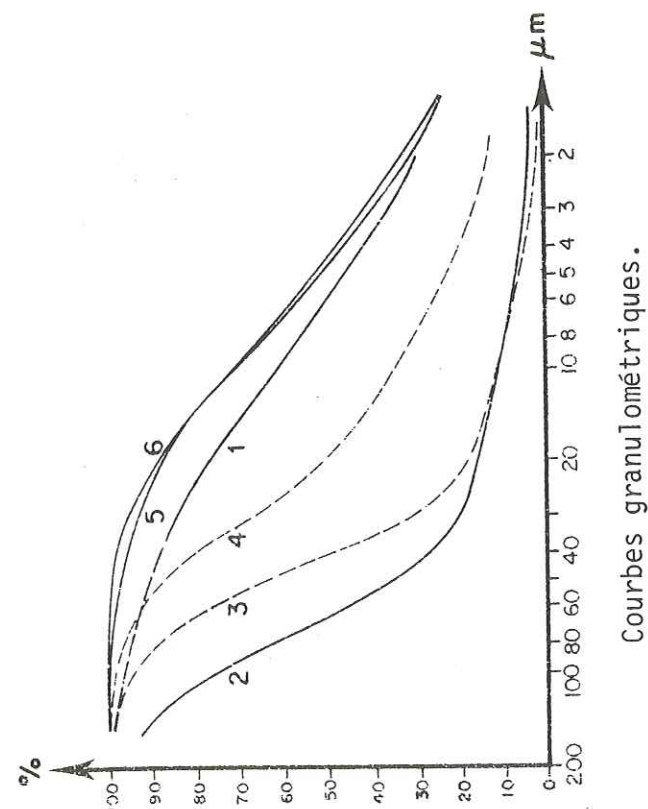


Fig. 24 - Exemple de séquence silteuse granoclassée.

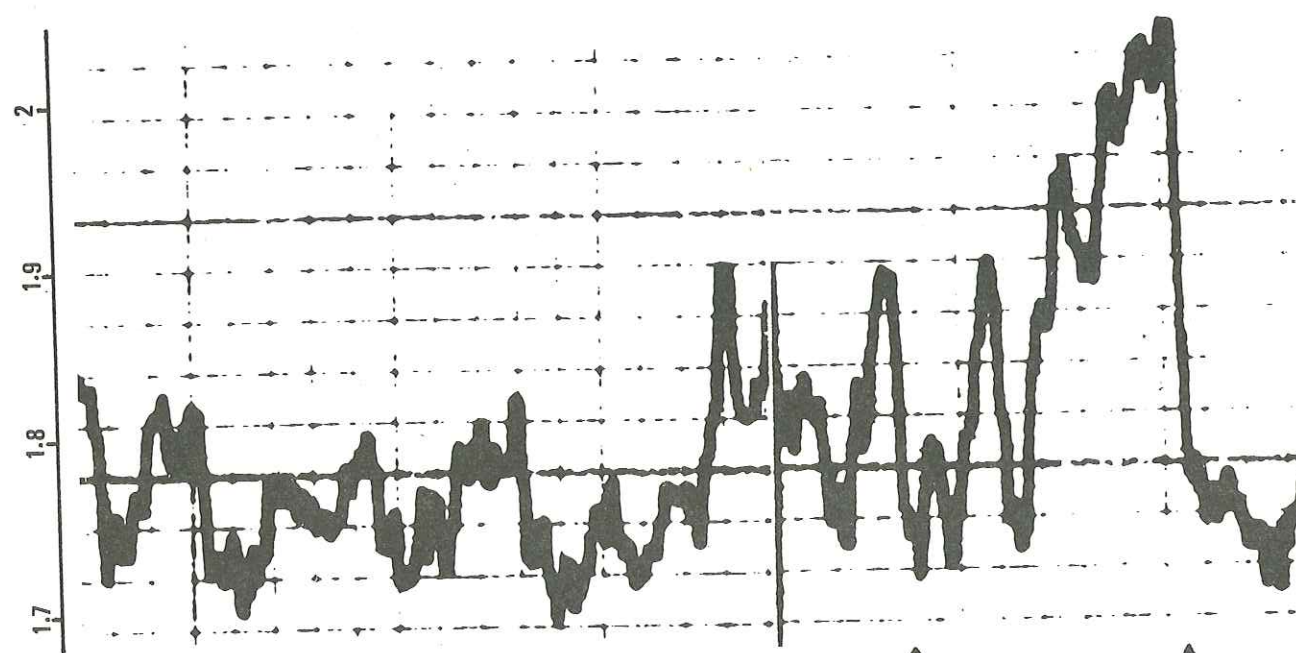
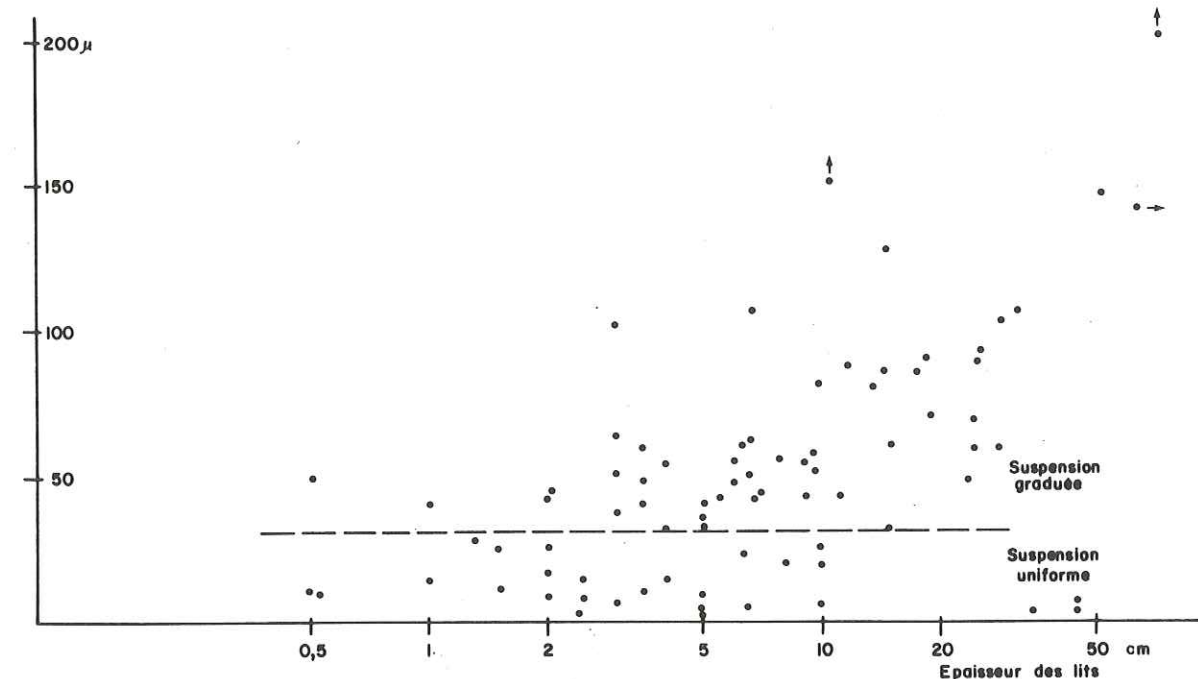


Fig. 25 - Relation entre l'épaisseur et la granulométrie des lits silto-sableux.

MEDIANE MAXIMALE



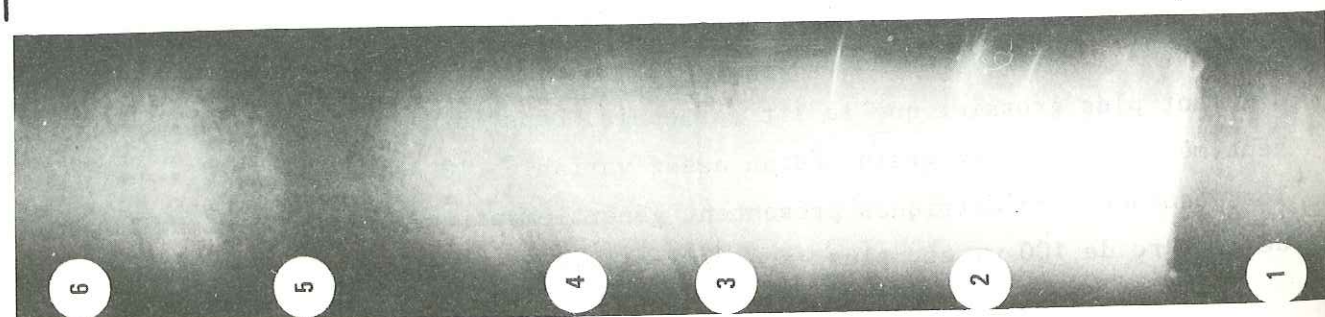
Composition : ces lits sont composés principalement de quartz et de mica. En moindre proportion sont observés des feldspaths, de la glauconie, des débris ligneux et des minéraux lourds. Ces derniers, constitués de minéraux altérés ou opaques, de pyroxènes et d'amphiboles, confirment une origine mixte des sédiments, nord-aquitaine et pyrénéenne (LAPIERRE, 1969). La fraction carbonatée est constituée surtout par des organismes benthiques (foraminifères, débris de mollusques et d'échinodermes, ostracodes) et, pour une moindre part, par des foraminifères planctoniques. La plupart de ces organismes benthiques sont caractéristiques de zones peu profondes, voire littorales. Leur présence met donc en évidence un transport des sédiments du plateau vers le domaine profond.

Densité et susceptibilité magnétique : les faciès silto-sableux se marquent par une densité humide supérieure à 1,8, pouvant atteindre exceptionnellement 2,3. Ces variations de la densité (fig. 24) soulignent le granoclassement des lits silto-sableux : augmentation à leur base puis décroissance progressive.

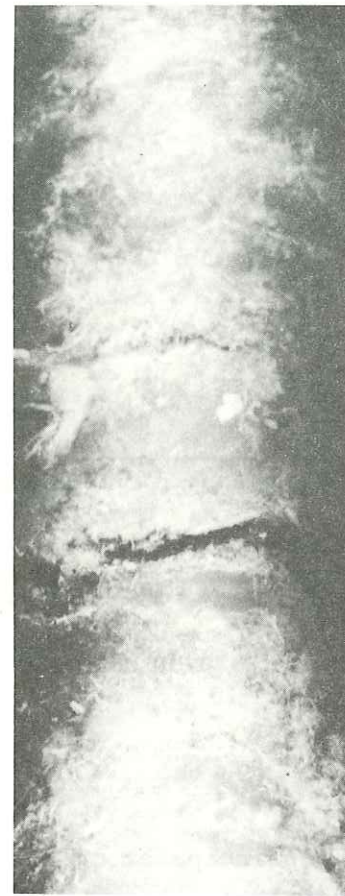
La susceptibilité magnétique très variable est généralement faible pour les sables bioclastiques et plus forte pour les sables silteux terrigènes.

Gammadensimétrie.

Radiographie éch. 1/1.

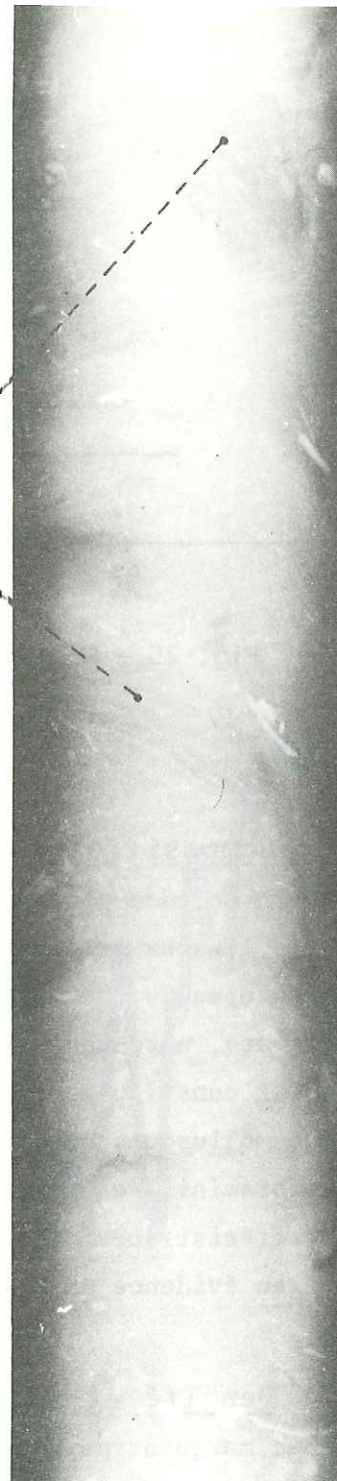


Sable argileux grossier
coquillier.



Vase à débris coquilliers
et graviers.

Galet
d'argile



Vase à galets d'argile.

Fig. 26 - Faciès hétérogènes.

3.1.1.3 - Les faciès hétérogènes.

Ces faciès peuvent être formés d'un mélange des deux précédents types de sédiments sans que l'on observe une répartition ordonnée de ceux-ci (fig. 26).

Il s'agit aussi de sédiments hétérométriques, tels :

- des vases comportant en forte proportion des graviers, des débris coquilliers, des galets mous d'argile,
- des vases constituées presque uniquement de galets mous d'argile,
- des sables grossiers comportant des débris coquilliers et des graviers.

3.1.2 - Mode de mise en place des dépôts : importance des courants de turbidité.

La reconstitution du mode de transport et de mise en place des principaux faciès de dépôts reconnus sera effectuée à partir des données lithologiques (composition, structures) et granulométriques.

3.1.2.1 - Les lits silto-sableux : turbidites.

Les paramètres granulométriques :

L'application conjuguée des critères de RIVIERE (1952) et de PASSEGA (1957) sur différents échantillons (fig. 27) permet de distinguer, suivant les sédiments, plusieurs modes de mise en place (cf. annexe I).

Les sédiments ayant une médiane supérieure à 25 μm , présentant une courbe parabolique, ont été mis en place à partir de suspension graduée ; ils correspondent aux lits silto-sableux ayant une épaisseur supérieure à 2 cm. Les sédiments ayant une médiane comprise entre 25 μm et 5 μm ont une courbe logarithmique ; ils sont génétiquement liés aux suspensions graduées et correspondent à des silts en suspension uniforme près du fond.

- La base des lits silto-sableux se caractérise (fig. 28) par une proportion plus importante des grains les plus grossiers et de la fraction argileuse. Ceci traduit un mauvais classement en raison d'un apport de sédiments fins par érosion de la vase sous-jacente (présence de copeaux de vase) ou d'une charge solide importante (dépôt en masse).

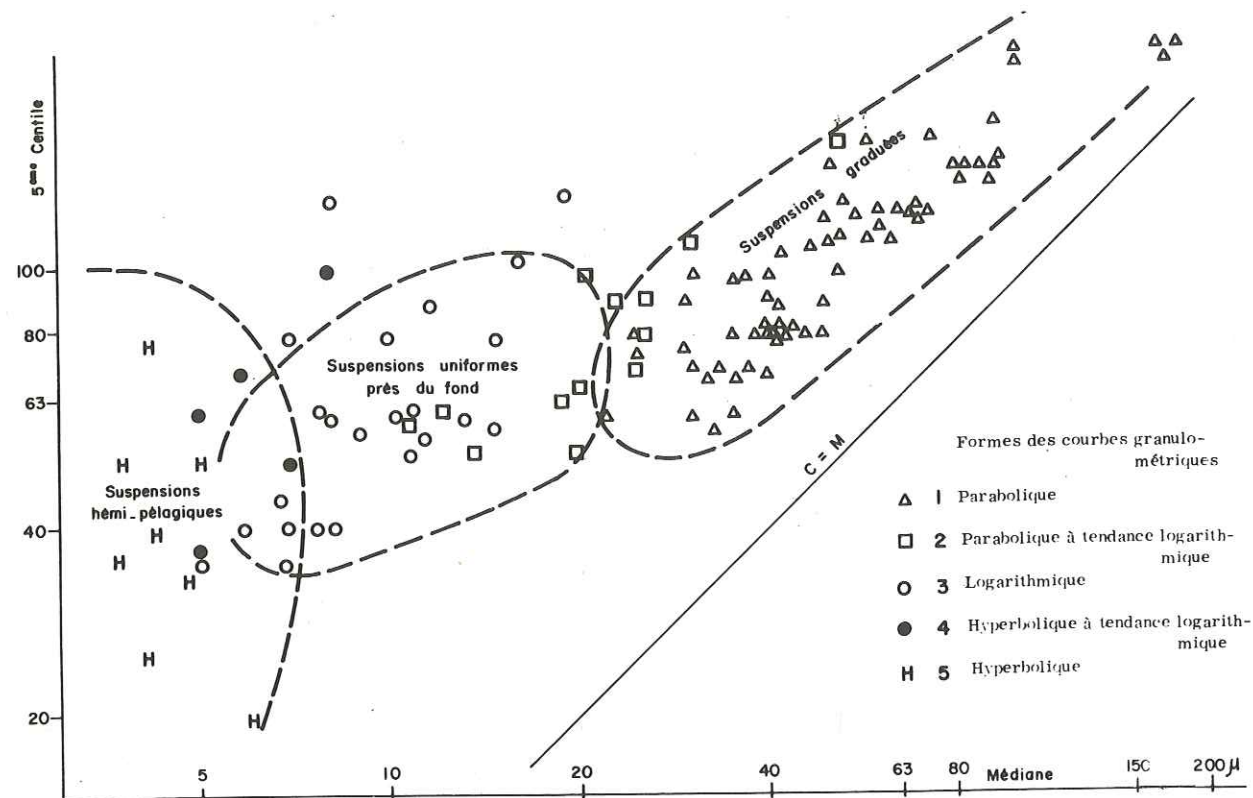


Fig. 27 - Diagramme CM et forme canonique des courbes granulométriques.

- Au sein des lits, la fraction argileuse est très faible, le granoclasement affecte surtout la fraction grossière. Le fait qu'il soit peu perceptible dans les lits les plus grossiers ne peut s'interpréter comme une absence de classement au moment du dépôt, étant donné la faible teneur en argile et la présence de laminations entrecroisées dans ces lits. Ce fait traduirait plutôt une faible disponibilité, à la source, de la fraction la plus grossière.

- Au sommet du lit, le granoclasement est très marqué ; il se traduit par une diminution rapide de la médiane due à une augmentation de la fraction argileuse.

L'ensemble des prélèvements effectués à la base et au sein des lits montre qu'il s'agit de suspensions graduées qui, au sommet des séquences granoclassées, passent progressivement à des suspensions uniformes.

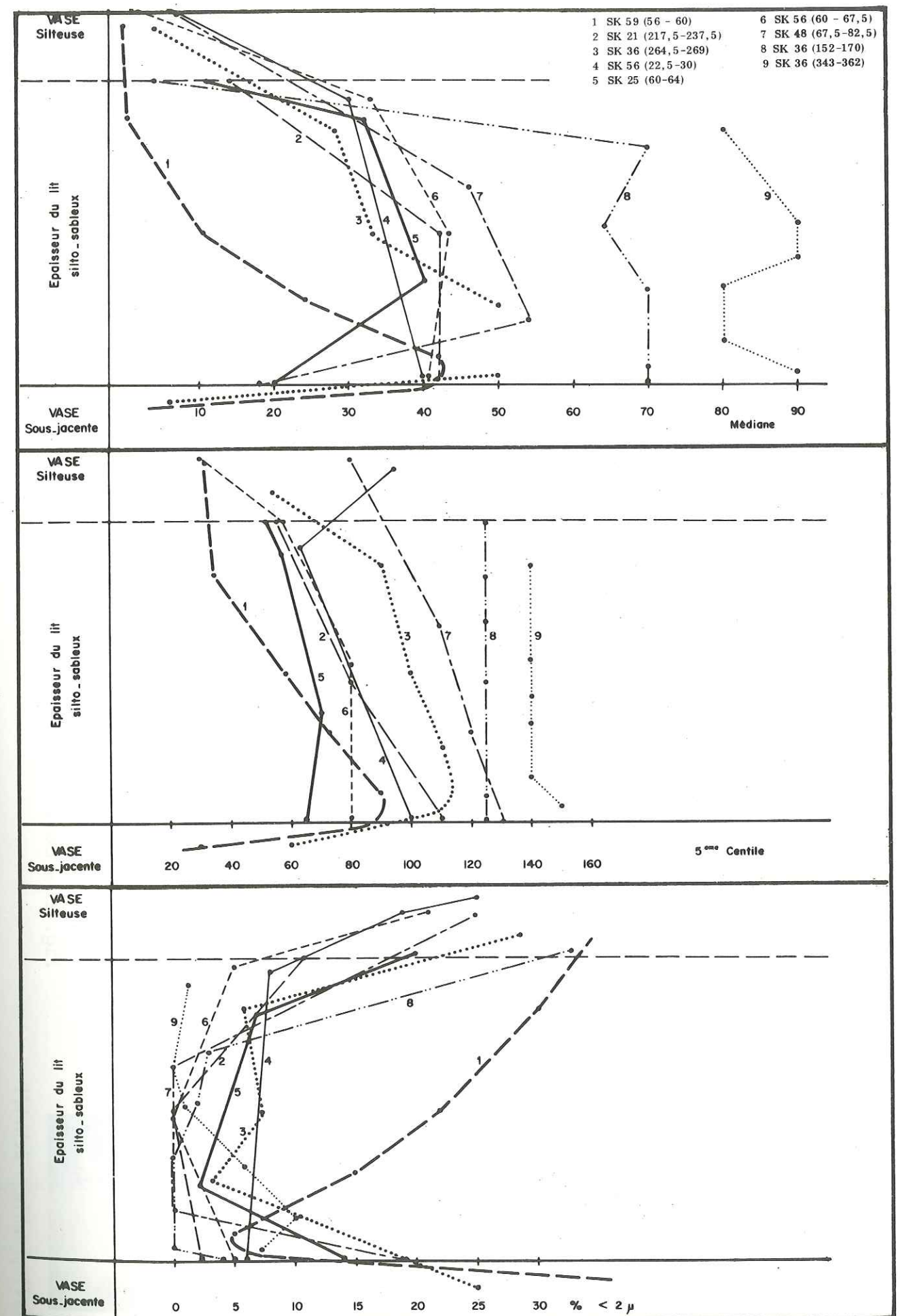


Fig. 28 - Variation granulométrique au sein des lits silto-sableux.

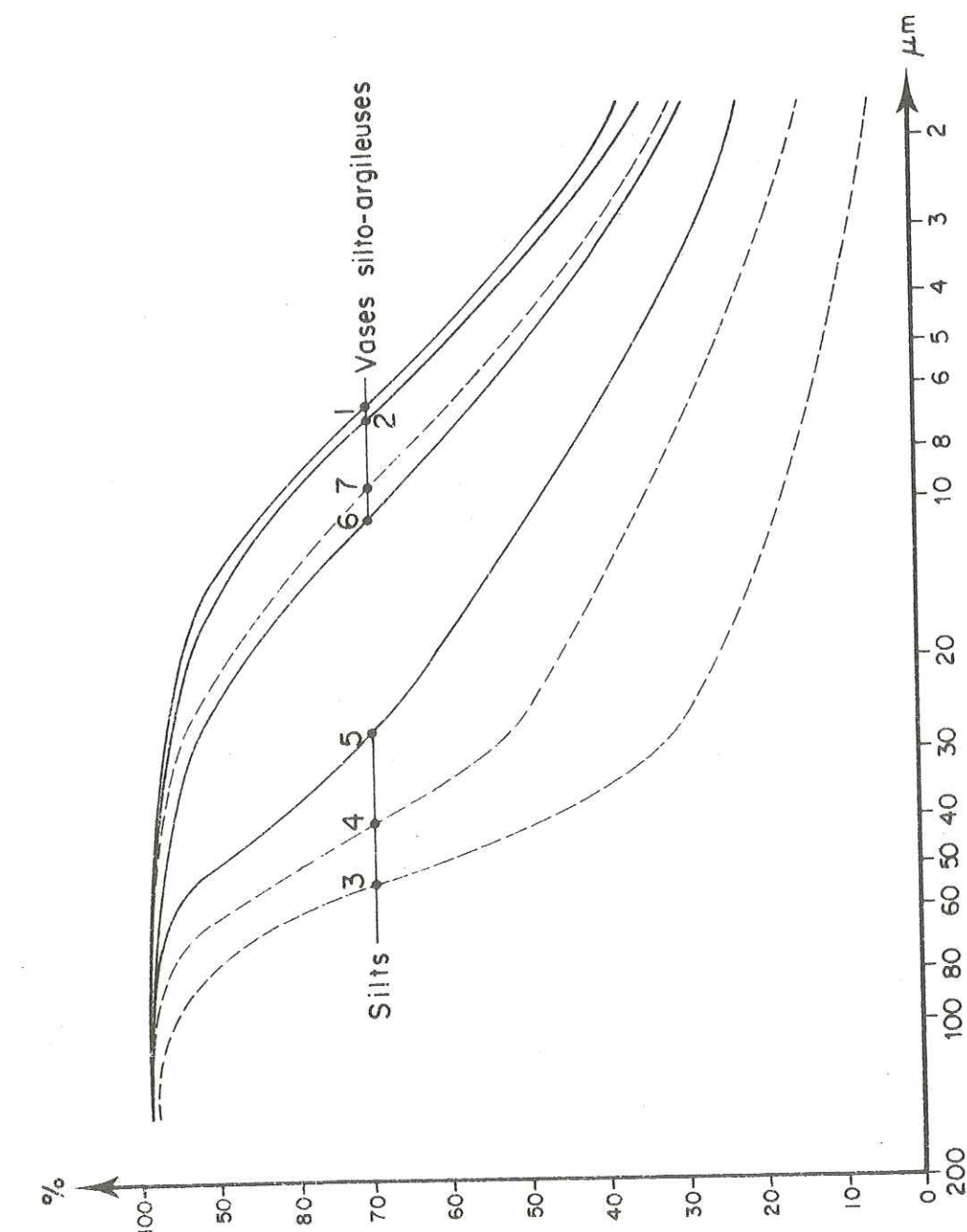
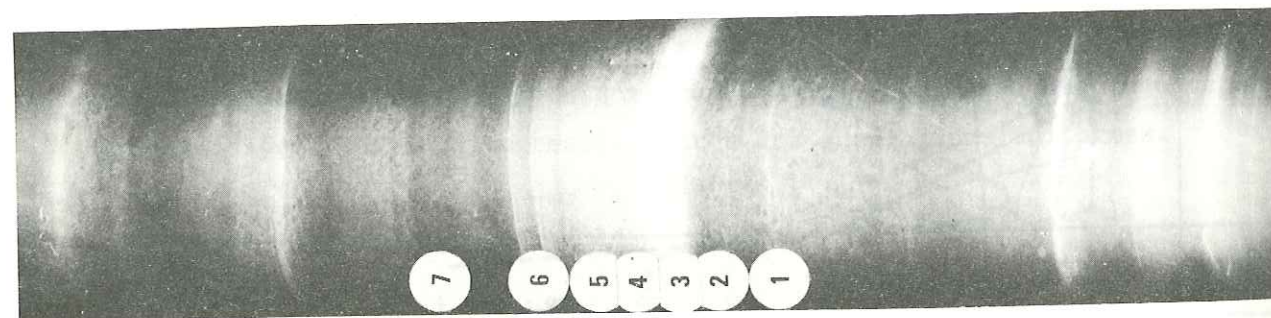


Fig. 29 - Exemple de séquences silto-argileuses.



Radiographie - éch. 1/1

Composition, structure des dépôts :

Les sédiments des lits silto-sableux présentent une similitude granulométrique et minéralogique avec les sables fins gris du plateau continental externe (LAPIERRE, 1969 ; ALLEN et CASTAING, 1977). Ils comportent de plus des faunes benthiques littorales déplacées. Ces lits silto-sableux sont granoclassés ; leur base est nette et peut correspondre à une surface d'érosion, le passage aux vases silteuses sus-jacentes est souvent progressif. Au sein des lits s'observent des laminations obliques et planes.

L'ensemble de ces observations permet d'affirmer que ces lits silto-sableux sont mis en place par des courants de turbidité.

La forte proportion de lits granoclassés, l'organisation séquentielle des dépôts ainsi que le modèle général du système Cap-Ferret, dominé par des traits morphologiques perpendiculaires à la marge (CREMER et al., 1982), permettent d'éliminer l'hypothèse d'une mise en place de ces lits par des courants de contour.

Par référence à la séquence turbiditique type définie par BOUMA (1962), il apparaît qu'une forte majorité de lits silto-sableux correspond à des turbidites tronquées à la base (Tbe, Tce).

Le terme "a" n'est, en effet, identifié ou développé que dans les turbidites les plus grossières. De même, ces lits turbiditiques silto-sableux débutent très souvent avec des laminations obliques caractéristiques du terme "c".

3.1.2.2 - Les vases silto-argileuses : turbidites ou hémipélagites.

Les vases silto-argileuses, dont la médiane est inférieure à 5 μm , présentent une courbe granulométrique hyperbolique (fig. 27) et donc des caractères de dépôts issus d'une décantation lente de suspensions uniformes.

Elles peuvent donc correspondre à des dépôts hémipélagiques mis en place entre chaque écoulement gravitaire, ou constituer soit le sommet d'une séquence turbiditique grossière, soit une turbidité de vase au sens large (cf. p. 23).

Relations avec les lits silto-sableux :

Le passage entre les lits silto-sableux et les vases silto-argileuses est souvent progressif (fig. 22 et 29). Il peut se faire de façon relativement continue ou par l'intermédiaire de plusieurs sous-séquences elles-mêmes

granoclassées. Ces vases argilo-silteuses apparaissent donc génétiquement liées à la mise en place des lits silto-sableux et soulignent la décroissance de l'énergie de transport au sein d'un même processus de dépôt.

Structure des vases silto-argileuses :

L'examen de lames minces réalisées au sommet de séquences turbiditiques (DEVAUX, 1982 ; rapport D.E.A. inédit) met en évidence le passage progressif entre :

- des silts à laminations de vases,
- des vases à laminations de silts, planes ou obliques,
- des vases homogènes dont le matériel bien classé est faiblement granoclassé,
- des vases hétérogènes, sans structure d'origine dynamique, comportant des éléments terrigènes plus grossiers et des foraminifères planctoniques dispersés dans une matrice fine.

Cette organisation est similaire à celle décrite pour les séquences turbiditiques de vase.

Ainsi, seules les vases hétérogènes correspondraient à des dépôts de suspensions hémipélagiques dont les tests d'organismes planctoniques et les matériaux amenés par le vent ou par la dérive des glaces constituent les éléments les plus grossiers. On observe, par exemple, sur la montagne Aquitania, de nombreux éléments terrigènes grossiers amenés par les glaces en périodes glaciaires.

Influence de la topographie du fond :

Les caractéristiques granulométriques des vases sont très fortement liées à la topographie du fond (fig. 30). Ceci est incompatible avec une prépondérance des dépôts hémipélagiques dont les caractéristiques n'évoluent que très faiblement à l'échelle d'une région (dépôts "ubiquistes", FAUGERES et al., 1979).

Il ressort de ces observations que la proportion de dépôts hémipélagiques dans la couverture sédimentaire superficielle de l'éventail du Cap-Ferret est très réduite. Si les dépôts silto-argileux apparaissent donc comme le résultat d'une dynamique gravitaire près du fond, il reste toutefois difficile de faire la distinction, par la seule observation des faciès, entre les vases liées à des courants de turbidité de relativement haute densité et haute vitesse (sommet des séquences sableuses) et celles qui résultent de courants de turbidité de plus faible densité et chargés uniquement de matériaux fins (turbidites de vase au sens strict).

Une réponse à ce problème pourra être, en partie, donnée par l'analyse de la distribution dans l'appareil des lits silto-sableux par rapport à celle des dépôts silto-argileux.



3.1.2.3 - Les niveaux hétérogènes : écoulements gravitaires
.....
denses et bioturbation.
.....

Les faciès hétérogènes constitués de sédiments hétérométriques sont localisés dans les chenaux ou à proximité de fortes pentes. Ils sont interprétés comme des écoulements gravitaires peu évolués. Ils correspondent à la base de turbidites grossières proximales (sables bioclastiques à graviers), à des "debris flow" (vases à éléments bioclastiques et graviers) et à des effondrements de flancs de chenaux (vases à galets d'argile).

Il faut noter que les phénomènes de déstabilisation des pentes argileuses observés en plongée, en amont du chenal du Cap-Ferret (cuillères d'arrachement, éboulis de pied de pente) pourraient être plus importants que ne le laisse présumer l'observation, dans quelques prélèvements, de vases à galets mous ou de déformations synsédimentaires.

Les faciès hétérogènes constitués d'un mélange de sables silteux et de vases sont interprétés, quand ils ne paraissent pas liés à une déformation mécanique lors du prélèvement, comme étant l'effet d'une bioturbation (terrier, tumulus) qui détériore les structures de dépôt initiales et en particulier le litage.

3.1.2.4 - Conclusions.
.....

Comme le laissait déjà penser l'étude morphologique de l'éventail du Cap-Ferret, l'analyse des dépôts superficiels montre le rôle prépondérant des écoulements gravitaires et principalement des courants de turbidité dans la dynamique de mise en place de ces dépôts. Du fait des faibles proportions des matériels sableux grossiers d'une part, et des dépôts hémipélagiques d'autre part, la sédimentation subactuelle de cet appareil détritique peut être qualifiée de *sédimentation turbiditique silto-argileuse*.

3.2 - Distribution des turbidites sur l'éventail du Cap-Ferret.

Si, dans l'ensemble, les dépôts superficiels de l'éventail du Cap-Ferret sont constitués de turbidites silto-argileuses, on constate que, suivant l'importance relative et le nombre des turbidites silto-sableuses, les dépôts peuvent avoir un caractère très différent. Il importe donc d'analyser les processus et facteurs qui contrôlent la distribution des turbidites dans l'espace ou le temps.

3.2.1 - Eléments d'interprétation.

3.2.1.1 - Organisation des dépôts.
.....

Etant donné la dispersion des prélèvements et le nombre élevé des turbidites qu'ils comportent, on ne peut analyser la distribution des turbidites à l'aide de corrélation lit à lit, et donc étudier, par exemple, l'évolution dans l'espace d'une même turbidite. Aussi la distribution des turbidites sur l'éventail du Cap-Ferret sera appréhendée par l'étude de l'organisation séquentielle des dépôts, c'est-à-dire en comparant le caractère des turbidites successives qui constituent l'ensemble du prélèvement ou qui se sont déposées dans une même unité de temps (épisode biostratigraphique).

Afin de distinguer plusieurs types d'organisation et de suivre leur évolution dans l'espace ou le temps, j'ai cherché à les définir par des paramètres quantitatifs facilement déterminables. Comme les lits silto-sableux sont nombreux et qu'ils sont facilement identifiés et mesurés, l'organisation des dépôts sera caractérisée à partir de l'analyse des lits silto-sableux turbiditiques qu'ils contiennent (CREMER, 1981). Dans la mesure où chaque prélèvement comprend un nombre variable de lits silto-sableux d'épaisseur différente séparés par des niveaux argilo-silteux eux-mêmes d'inégale importance, plusieurs paramètres représentatifs de l'organisation des dépôts ont été retenus (fig. 31).

- *L'épaisseur moyenne* (\bar{e}_m) des lits silto-sableux, exprimée en centimètres, traduit la charge et la compétence moyenne des courants de turbidité. En effet, la taille des sédiments transportés peut être liée à l'épaisseur du dépôt (cf. fig. 25).

- *L'écart type de l'épaisseur* (σ_e) traduit la régularité ou l'irrégularité de l'importance des courants de turbidité.

- *L'épaisseur cumulée* (S%), exprimée en cm/mètre de carotte, correspond à la somme des épaisseurs de tous les lits individualisés divisée par la longueur du tronçon de carotte étudié. Ceci revient à évaluer le pourcentage, dans les dépôts, de silt et de sable sous forme de lits.

- *Le nombre de lits* (n), observé au sein d'un prélèvement, reflète la fréquence des courants de turbidité. Toutefois, certains courants de turbidité ne seront pas "enregistrés" dans les dépôts, en particulier dans les zones de non-dépôt ou soumises à érosion ; d'autres ne seront pas reconnus lorsqu'ils

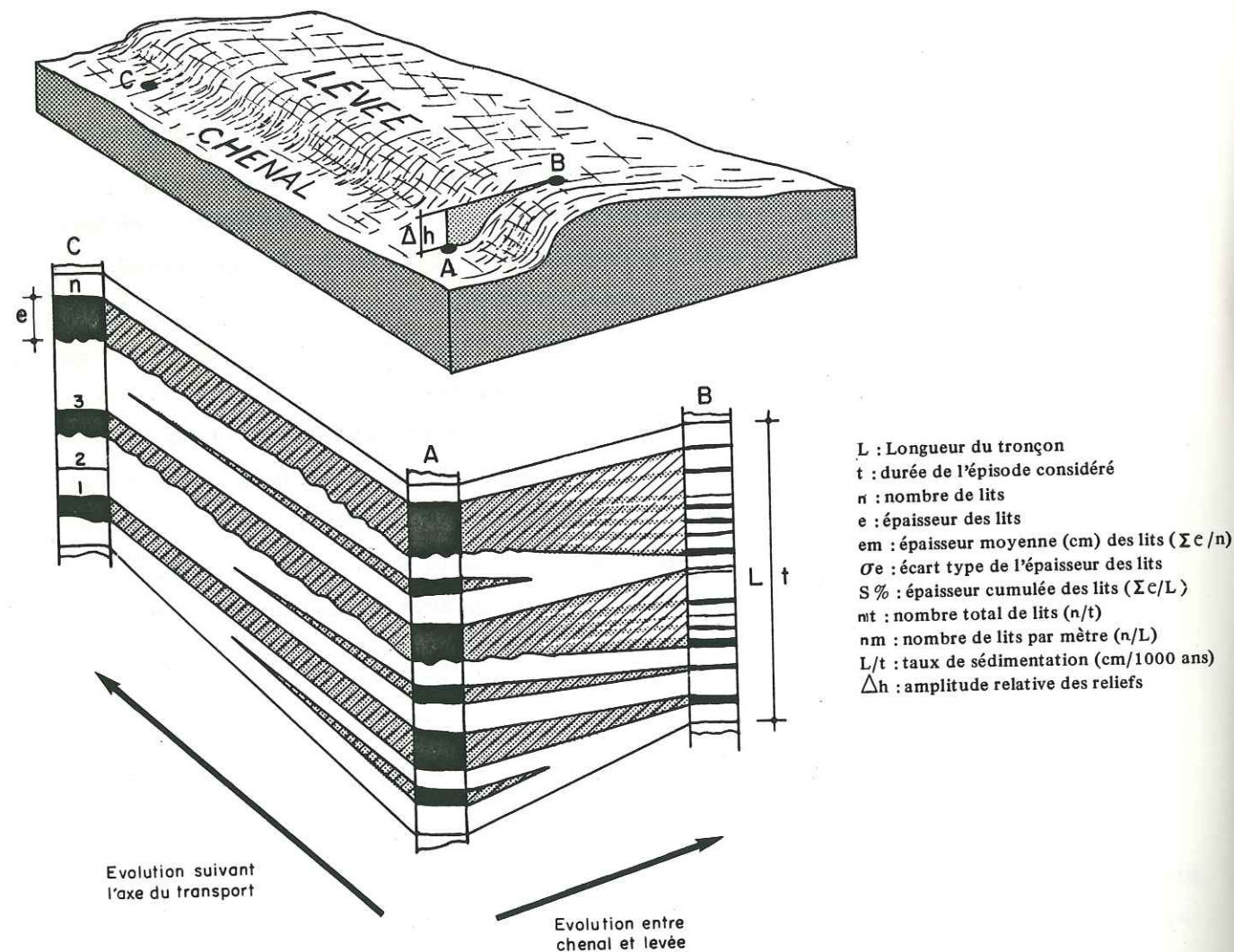


Fig. 31 - Evolution théorique, transversale et longitudinale des dépôts.
Définition des paramètres étudiés.

ne transportent que du matériel fin ou qu'ils n'atteignent pas la zone étudiée. Enfin, suivant l'épaisseur des lits silto-sableux et argilo-silteux, un même nombre de courants de turbidité engendrera des dépôts d'inégale épaisseur et de caractère différent.

En conséquence, je tiendrai compte, pour définir l'organisation d'un dépôt :

- du nombre total de lits (nt), observé dans une unité de temps donnée, qui reflète la "fréquence temporelle" des courants de turbidité ;
- du nombre de lits par mètre de dépôt (nm) correspondant au nombre de lits observés divisé par la longueur du tronçon de carotte, qui définit le caractère des dépôts ("fréquence spatiale") et qui permet de les comparer en l'absence de limite de temps.

Enfin, pour tenir compte des variations d'épaisseur des lits, l'organisation des dépôts peut être précisée par l'analyse du nombre, par mètre de carotte, de lits d'une classe d'épaisseur donnée.

Ces paramètres relatifs à l'épaisseur et au nombre des lits silto-sableux ont été définis par l'observation des radiographies des carottes (BOGUI et COUSTILLAS, 1980 ; GODARD, 1981 ; rapports D.E.A. inédits) ; leurs valeurs diffèrent donc de celles obtenues à partir de l'observation directe des prélèvements (CREMER, 1981).

3.2.1.2 - Prise en compte du facteur morphologique.

Le cheminement et l'épandage des courants de turbidité sont très fortement soumis à la topographie du fond.

J'étudierai donc, d'une part, l'influence de l'éloignement par rapport à la source supposée d'apport, en analysant les variations des dépôts depuis les chenaux, vecteurs d'alimentation, vers les domaines de banquettes et levées sédimentaires.

Je tiendrai compte, d'autre part, de la différence d'altitude (Δh) entre le lieu de prélèvement et le fond du chenal d'où sont susceptibles de provenir les courants de turbidité (fig. 31). Aux prélèvements situés à l'abri d'un relief, par rapport à un chenal d'alimentation, j'attribue un Δh égal à l'amplitude du relief. Par exemple, le Δh d'une carotte d'arrière-levée est égal à l'amplitude (par rapport au chenal d'alimentation) de la crête de la levée.

Ceci conduit à l'évaluation de la hauteur minimale que les courants de turbidité doivent avoir dans les chenaux pour déborder et atteindre les sites en hauteur, à condition toutefois de négliger leur capacité à remonter une pente sous l'effet de leur inertie (DAMUTH et EMBLEY, 1979).

Enfin, il faut noter que la topographie de l'éventail est suffisamment vigoureuse pour ne pas avoir été sensiblement modifiée au cours du dépôt des sédiments superficiels étudiés et dans lesquels aucun hiatus majeur n'a été observé. Je considère donc la topographie actuelle comme étant représentative de l'environnement morphologique des dépôts étudiés.

3.2.1.3 - Age des dépôts, taux de sédimentation.

L'analyse biostratigraphique à partir des microformes planctoniques montre que les sédiments étudiés ont un âge compris entre l'interstade Riss-Würm et l'Actuel (cf. annexe I).

L'étude de la distribution des turbidites portera principalement sur les dépôts des trois épisodes le plus souvent reconnus : l'interstade Würm 2 - Würm 3, le Würm 3 et le post-Würm 3 (ce dernier étant divisé en interstades Würm 3 - Würm 4, Würm 4 et Holocène).

Pour chaque épisode, le calcul des taux de sédimentation (exprimé en cm/1000 ans) permet de définir les domaines de forte sédimentation par opposition aux zones de faible dépôt soumises à érosion. Ce calcul des taux de sédimentation est basé sur la chronologie établie par CARALP et al. (1974), GROUSSET (1977), à savoir : 0 - 10.000 ans pour l'Holocène, 18.000 - 28.500 ans pour le Würm 3 et 28.500 - 32.500 ans pour l'interstade Würm 2 - Würm 3.

L'ensemble de ces éléments va permettre d'analyser et d'interpréter la distribution des turbidites sur l'éventail du Cap-Ferret.

J'analyserai successivement la distribution des turbidites :

- en fonction du relief, en considérant l'évolution générale des dépôts entre chaque prélèvement,
- sur les levées sédimentaires, en étudiant les dépôts d'un même épisode biostratigraphique,
- en fonction du climat, en comparant les dépôts des différents épisodes biostratigraphiques.

3.2.2 - Distribution des turbidites en fonction du relief.

Le rôle fondamental de la topographie dans la répartition des turbidites est analysé en comparant l'organisation générale des dépôts sans tenir compte de leur âge ou des variations verticales d'organisation.

3.2.2.1 - Les faits.

Sur la figure 32 sont réparties les valeurs des paramètres relatifs à l'épaisseur des lits silto-sableux. On constate qu'ils évoluent en fonction des différents domaines morphologiques de l'éventail. Schématiquement, trois principaux environnements morphosédimentaires sont distingués :

- les chenaux, à l'exception du chenal du Cap-Ferret, se caractérisent par l'importance des lits silto-sableux ; en effet, ceux-ci constituent plus de 30 % du sédiment ($S\% > 30$), leur épaisseur est élevée ($em > 1$ cm) mais très variable ($\sigma_e > 2$) ;

- sur les reliefs peu élevés, banquettes et levées sédimentaires dont l'amplitude (Δh) est inférieure à 500 m, les dépôts présentent une proportion notable de lits silto-sableux ($10 < S\% < 30$) ; mais, par rapport aux chenaux, les lits ont une moindre épaisseur ($0,2 \text{ cm} < em < 1 \text{ cm}$) et ils se distribuent de façon plus régulière ($\sigma_e < 1$) ;

- sur les reliefs élevés (relief sud Cap-Ferret, montagne Aquitania) dont l'amplitude dépasse 500 m, les dépôts sont constitués essentiellement de vases silto-argileuses ($S\% < 10$) ; les lits silteux sont minces ($1m < 0,2 \text{ cm}$) et leur épaisseur peu variable ($\sigma_e < 0,5$).

A l'effet du relief s'ajoute l'influence de l'éloignement par rapport à la source d'alimentation. Ceci est mis en évidence, par exemple, par l'opposition entre les faciès de dépôt du chenal Cap-Ferret et ceux de la zone de confluence centrale ou par la différenciation longitudinale et transversale des dépôts sur la levée nord. Ce deuxième aspect de l'individualisation des faciès sera étudié plus en détail dans les chapitres suivants, mais nous pouvons d'ores et déjà interpréter l'influence du relief sur la nature des dépôts.

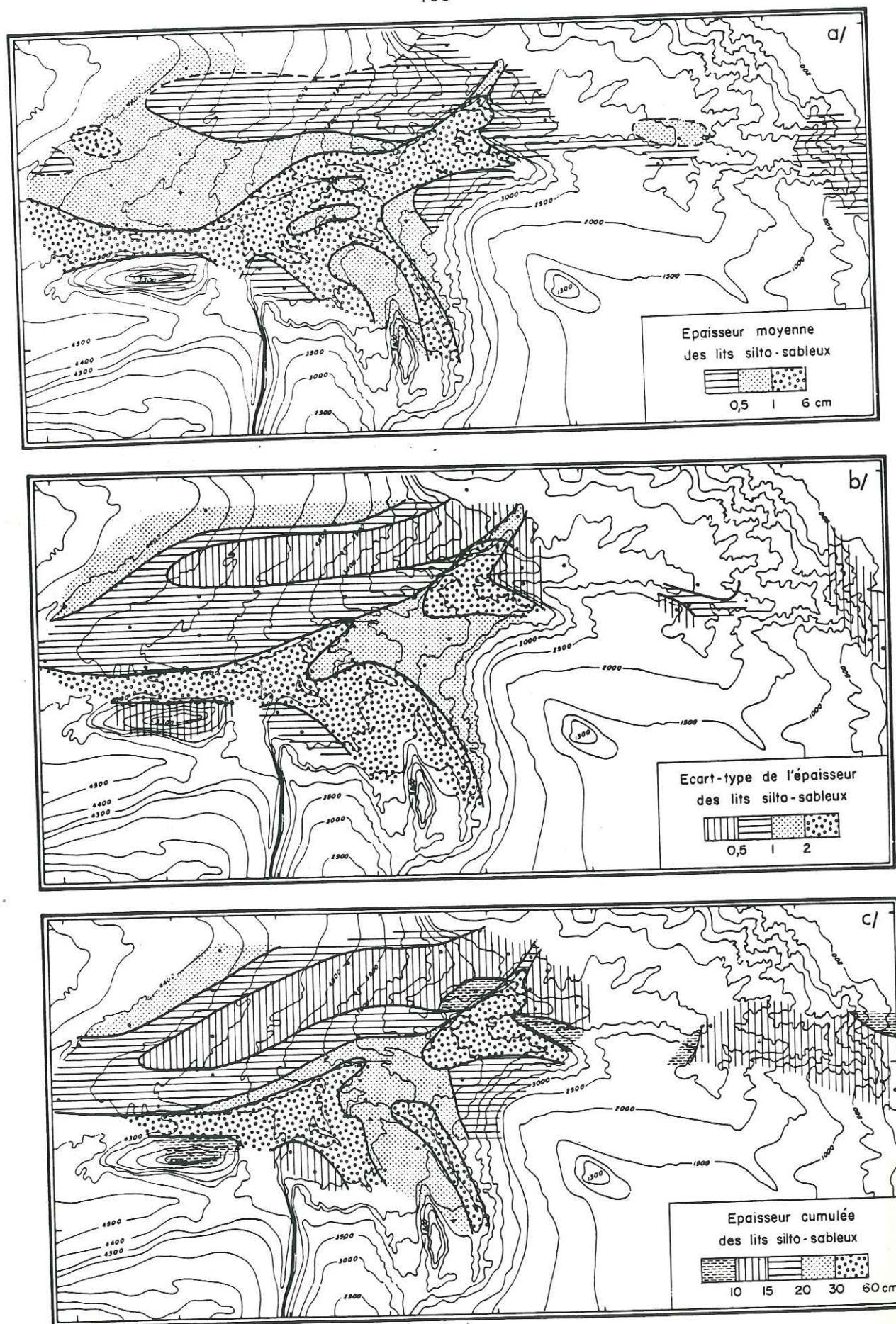


Fig. 32 - Variation de l'épaisseur des turbidites silto-sableuses dans les dépôts superficiels.

3.2.2.2 - Interprétation.

L'influence de la topographie du fond, qui se marque par un étagement en fonction du relief des faciès, peut être directement reliée à la ségrégation verticale des sédiments transportés au sein des courants de turbidité. La simulation des courants de densité (cf. p. 16) met en effet en évidence un gradient vertical d'énergie qui se traduit par une diminution vers le haut de la taille et de la concentration des grains transportés.

Ainsi, dans les chenaux se déplace la partie la plus dense des courants de turbidité. Les dépôts qui interviennent quand l'énergie de transport diminue sont épais et comportent les sédiments les plus grossiers. La fluctuation de l'épaisseur des lits traduit la variabilité de la capacité de transport des écoulements turbiditiques qui, quelle que soit leur amplitude, empruntent les chenaux.

Les reliefs de faible amplitude, situés à proximité des chenaux, sont atteints par la partie supérieure des écoulements turbiditiques (panache turbide) constituée de suspensions moins denses et plus fines qui débordent du chenal. En conséquence, les dépôts turbiditiques de débordement sont plus minces et constitués de sédiments plus fins.

Les reliefs plus élevés ne sont plus atteints qu'exceptionnellement par les suspensions issues des courants de turbidité les plus importants. Les dépôts sont argilo-silteux et ont des lits silteux très minces. Sur ces reliefs élevés, une proportion importante des dépôts peut provenir de la décantation de sédiments hémipélagiques ou de suspensions diluées circulant près du fond.

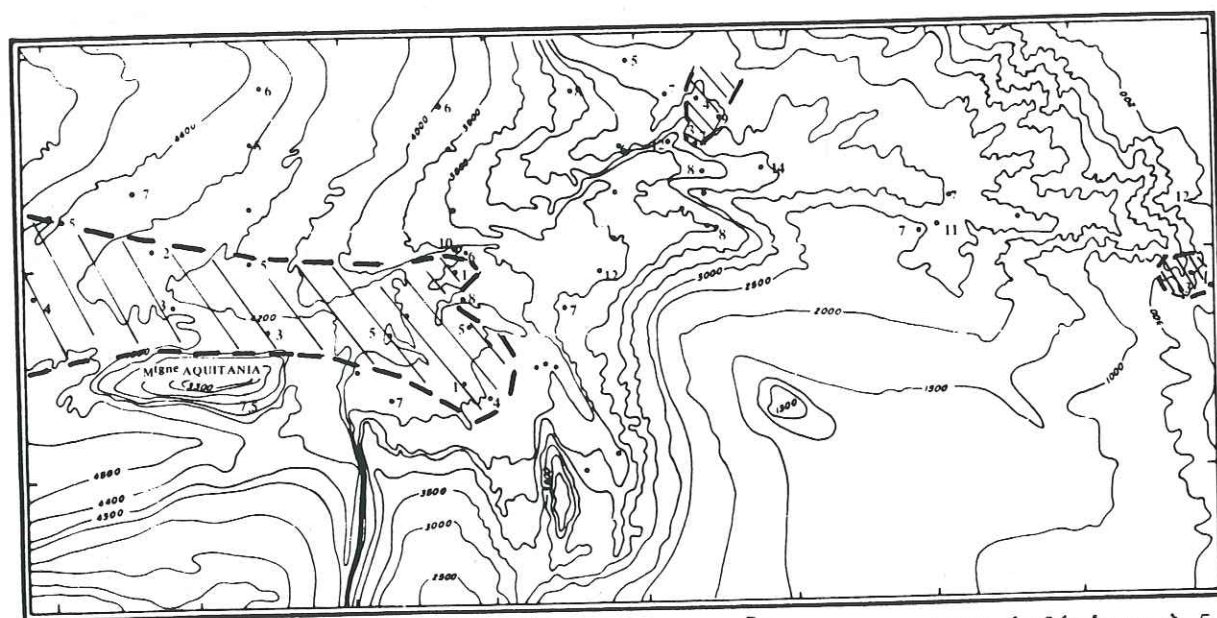
3.2.2.3 - Distribution des vases silto-argileuses.

Cette distribution des faciès turbiditiques, définie par les variations d'épaisseur des lits silto-sableux, est vérifiée par la mise en évidence d'une répartition similaire de la taille des sédiments constituant les vases silto-argileuses.

En effet, l'étude statistique des caractéristiques granulométriques des vases (environ 600 échantillons) permet de montrer (fig. 30) que leur médiane est plus forte et que leur pourcentage en particules inférieures à $2 \mu\text{m}$ est plus faible dans les chenaux que sur les reliefs même d'assez faible amplitude.

Cependant, une distribution plus paradoxale du pourcentage en particules supérieures à $63 \mu\text{m}$ (fig. 33) est observée en aval de l'appareil : ce pourcentage est plus faible dans les chenaux que sur la montagne Aquitania

(SK 60 : $\Delta h \approx 1000$ m) qui devrait être le siège d'une sédimentation hémipélagique typique, donc plus fine. Une telle constatation pourrait être expliquée par l'augmentation de la fraction organogène, c'est apparemment le cas de l'Holocène. Cette différenciation s'accuse au Würm 3, période froide, pendant laquelle les dépôts présentent une fraction supérieure à $63 \mu m$ constituée à 80 % de particules détritiques. L'examen de lames minces (DEVAUX, 1982) montre que ces particules détritiques grossières flottent dans une matrice argilo-silteuse fine. De ce fait, elles sont interprétées comme n'ayant pas une origine turbiditique, mais comme résultant d'un entraînement par dérive des glaces.



pourcentage inférieur à 5.

Fig. 33 - Distribution horizontale du pourcentage d'éléments supérieurs à $63 \mu m$ dans les vases silto-argileuses.

Ainsi apparaît un effet discret de la topographie du fond sur la distribution des sédiments fins ; dans les chenaux, les turbidites de vase peuvent être constituées de sédiments fins, bien classés du fait d'un tri dynamique lors de la décantation finale du panache turbide des courants de turbidité ; par contre, sur les reliefs, la sédimentation hémipélagique à caractère continu se marque par des sédiments à matrice très fine mais comportant des éléments détritiques grossiers dispersés.

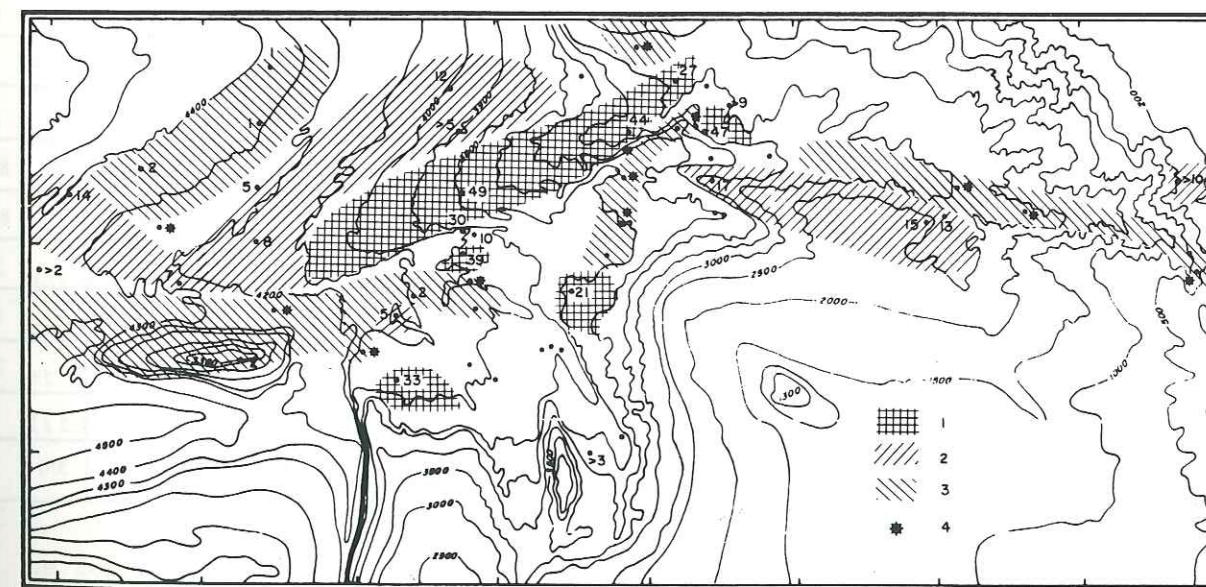
3.2.3 - Distribution des turbidites dans les chenaux et sur les levées sédimentaires.

Dans le paragraphe précédent, l'influence générale du relief sur la distribution des épaisseurs des turbidites a été mise en évidence. En comparant maintenant des dépôts mis en place au cours d'une même unité de temps, je montrerai que l'influence de la topographie se traduit par une évolution du nombre et de l'épaisseur des turbidites et donc par une variation de l'épaisseur totale des dépôts, ce qui doit conduire, sur une échelle de temps plus grande, à une modification progressive de la topographie du fond.

Je prendrai comme principal exemple les dépôts du Würm 3 de la levée nord qui permettent de définir les processus de ségrégation latérale des dépôts et de construction différentielle entre les domaines de chenaux et de levées. J'analyserai ensuite les caractères particuliers des dépôts holocènes dans les chenaux et les levées du système Capbreton-Santander.

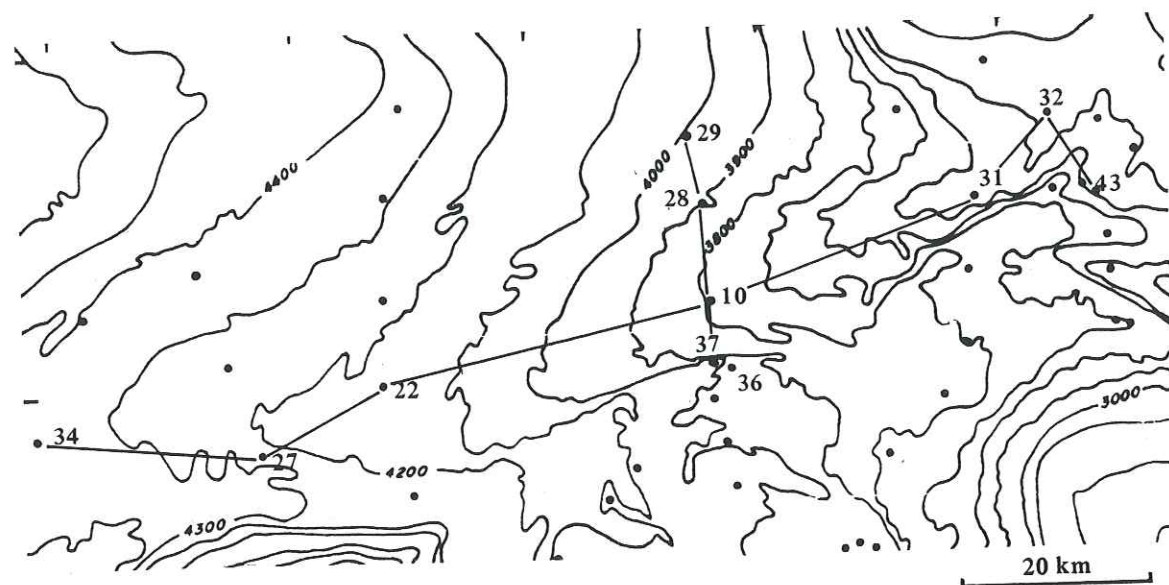
3.3.3.1 - Les dépôts de la levée nord au Würm 3.

Les sédiments déposés au cours du Würm 3 sur la levée nord (fig. 34) forment un "corps sédimentaire" dont l'épaisseur (4,5 m) est maximale en amont. Ce corps s'amincit vers le Nord et vers l'Ouest, en fonction de l'éloignement par rapport à la source supposée d'alimentation soit le chenal du Cap-Ferret. De plus, la ligne de crête est le siège d'un dépôt maximal, les zones en contrebas étant le siège d'une sédimentation plus faible.



- 1 : taux supérieur à 20 cm/1000 ans.
- 2 : taux compris entre 5 et 20 cm/1000 ans.
- 3 : taux inférieur à 5 cm/1000 ans.
- 4 : hiatus de sédimentation.

Fig. 34 - Taux de sédimentation au Würm 3.



EVOLUTION LONGITUDINALE

PRELEVEMENTS	34	27	22	10	31	32	43
TAUX DE SEDIMENTATION cm/1000 ans	> 2	7	8	49	44	27	47
S %	18	27	27	33	15	10	11
e _m cm	0,85	0,7	0,7	0,7	0,35	0,2	0,2
σ _e	0,75	0,75	1	0,75	0,7	0,35	0,30
nt	> 4	28	32	232	203	146	313
nombre de lit par mètre	0,1 - 0,5 cm	24	34	29	40	55	61
	0,5 - 1 cm	7	2,5	12	2,7	0,8	0,15
	1 - 3 cm	8	4	6	2,5	0,4	0,2
	3 - 5 cm			0,6	0,22		
	5 - 10 cm						
	> 10 cm						
Δ h m	70	70	120	200	450	(400)	300

EVOLUTION LATÉRALE

	36	37	10	28	29
≥ 10	31	49	3-7	12	
36	52	33	14	46	
0,6	1	0,75	0,2	1,7	
0,4	2,5	0,75	0,25	2	
64	168	232	27	30	
55	33	29	81	8,75	
2,8	9	12		8,75	
1,8	6	6		2,4	
	1	0,6		1,6	
	0,3			2,4	
	1,22				
0	0	200	200		

Fig. 35 - Organisation des dépôts sur la levée nord au Würm 3.

Ces fortes accumulations sur la rive s'opposent à des dépôts réduits dans les chenaux. Dans le chenal du Cap-Ferret, les dépôts du Würm 3 sont absents ; dans la zone de confluence centrale, ils peuvent être aussi absents ou relativement importants, cas du chenal nord.

Evolution des dépôts transversalement à la levée nord :

Dans la figure 35 sont reportés différents paramètres permettant de suivre l'évolution des dépôts entre le chenal nord, la levée et l'arrière-levée.

Le taux de sédimentation, relativement fort dans le chenal nord, est maximal au sommet de la levée ; il diminue très rapidement vers l'arrière-levée pour augmenter à nouveau dans la zone dépressionnaire qui borde au Nord la levée (zone d'interlevées). Cette évolution du taux de sédimentation peut être reliée à celle du nombre total de lits silto-sableux (nt), c'est-à-dire au nombre de courants de turbidité "enregistrés" dans les dépôts au cours du Würm 3 : le nombre total de lits est très important au sommet de la levée, il est plus faible dans le chenal nord et très faible sur l'arrière-levée ainsi que dans la zone d'interlevées.

L'épaisseur totale des dépôts dépend donc, en première approximation, du nombre de turbidites déposées. Mais l'analyse de l'évolution de l'épaisseur et du nombre des lits silto-sableux amène à nuancer cette interprétation.

L'épaisseur moyenne des lits (em) est plus élevée dans le chenal nord, en particulier dans la carotte SK 37 située au fond du talweg, que sur la levée, l'épaisseur moyenne des lits étant très faible sur l'arrière-levée. Le pourcentage en lits silto-sableux (S%) suit une évolution symétrique.

Le nombre de lits d'une classe d'épaisseur donnée par mètre (ce paramètre doit être analysé avec précaution dans le cas de dépôt peu épais) souligne l'importance relative des lits les plus épais dans le chenal nord et la zone d'interlevées, mais il fait aussi apparaître une forte proportion de lits peu épais dans le chenal nord.

Interprétation.

Dans les chenaux, les courants de turbidité, souvent très actifs, ne font que transiter avec ou sans érosion du fond. Ils sont alors responsables d'un hiatus de sédimentation dû à un non-dépôt ou à l'érosion des dépôts antérieurs ; mais localement, dans des secteurs protégés (cas du chenal nord dont la tête est isolée du chenal du Cap-Ferret par un léger relief), ils

déposent des turbidites d'épaisseur variable. L'hypothèse d'une érosion majeure ultérieure au Würm 3, expliquant les hiatus de sédimentation, est rejetée car ceux-ci vont se poursuivre et disparaître, plus ou moins progressivement suivant le lieu, au cours des épisodes suivants. De plus, il est peu probable qu'une phase majeure d'érosion n'ait jamais entraîné l'ablation des dépôts sous-jacents de l'interstade Würm 2 - Würm 3, toujours reconnu.

La levée, du fait de son altitude, n'est atteinte que par les courants de turbidité assez amples pour déborder du chenal. N'étant plus analysés, ils perdent leur compétence, ce qui explique la décroissance rapide du taux de sédimentation de la crête vers l'arrière-levée par diminution du nombre et de l'épaisseur des lits.

Dans la zone d'interlevées, aux turbidités très distales, issues de débordements à partir de la zone de confluence centrale, s'ajoutent d'autres dépôts provenant directement de la marge armoricaine. Cela est attesté par la présence de niveaux hétérogènes (glissement de pente) dans les dépôts du Würm 3 de la pente armoricaine et d'un écho-faciès 3,5 kHz (document inédit) semblable à celui des chenaux (écho indistinct prolongé sans réflecteur sous-jacent) se développant sous forme de lobe dont l'apex est dirigé vers la pente. Ces dépôts issus de la marge armoricaine se répartissent en lits d'épaisseur irrégulière dans la zone dépressionnaire délimitée par la levée nord.

Evolution des dépôts dans l'axe de la levée nord :

Une évolution très sensible des dépôts est aussi observée suivant l'allongement de la levée.

Dans la figure 35 sont reportées les variations des paramètres caractérisant les prélèvements effectués sur l'extrémité de la banquette nord et le long de la crête de la levée nord.

Influence de l'amplitude de la levée nord (Δh).

L'évolution générale des dépôts, d'amont en aval, se traduit :

- par une diminution du taux de sédimentation, du nombre total de lits, de leur classement (σ_e), du nombre par mètre de lits inférieurs à 0,5 cm,
- par une augmentation du pourcentage de lits silto-sableux (S%), de leur épaisseur moyenne et du nombre par mètre de lits supérieurs à 0,5 cm.

Ces changements s'effectuent parallèlement à l'abaissement de la levée (Δh). Ainsi, au fur et à mesure que le relief qui borde le chenal s'atténue, les dépôts deviennent moins épais mais présentent une plus forte proportion de lits silto-sableux, plus importants et d'épaisseur plus irrégulière.

Cette évolution d'amont en aval est similaire à celle observée transversalement de la levée vers le chenal ; on peut donc en conclure que l'abaissement du relief facilite l'étalement des courants de turbidité : d'amont en aval, la levée est atteinte par des débordements turbiditiques de plus en plus denses.

Influence de l'éloignement par rapport à la source d'alimentation.

On constate une brusque diminution du taux de sédimentation entre SK 10 et SK 22, liée à une atténuation de la pente de la levée et à un changement d'orientation de son axe. Cette diminution est due essentiellement à une plus faible épaisseur totale des vases silto-argileuses dans les dépôts.

Ceci peut être le reflet d'une concentration dans le secteur aval des courants de turbidité issus de la zone de confluence centrale. Mais une telle recrudescence de l'activité de ceux-ci, empêchant le dépôt de sédiments fins, ne se traduit pas par des lits silto-sableux nettement plus épais. Par contre, la décroissance très importante du nombre total de lits en aval, par rapport aux dépôts de levée ou de chenal en amont, paraît être le reflet d'un affaiblissement, suivant l'axe de l'écoulement, de la capacité de transport des courants de turbidité.

La diminution du taux de sédimentation d'amont en aval sur la levée, due principalement aux vases silto-argileuses, doit alors être mise en relation avec le fait que les suspensions denses près du fond se déplacent plus vite que les suspensions diluées qui forment des panaches turbides ; ces dernières se déposent donc préférentiellement en amont de la levée tandis que les premières sont susceptibles d'atteindre la levée distale.

Il faut aussi remarquer que, bien que séparés par un chenal nord-sud important, l'extrémité de la banquette nord (SK 43) et le début de la levée nord (SK 31) présentent une organisation des dépôts très semblable. Il y a donc continuité des processus de sédimentation entre ces deux domaines. Plus en aval, à l'évolution des dépôts sur la levée, liée à l'éloignement par rapport au système d'alimentation Cap-Ferret, doit s'ajouter l'influence du système Capbreton-Santander difficile à préciser mais qui peut être perçue par le changement rapide du caractère des dépôts entre la SK 10 et la SK 22, dans le sens d'une augmentation de l'énergie de dépôt.

Conclusion :

L'étude de l'organisation faciologique des dépôts du Würm 3 met en évidence la relation très étroite entre le modelé du fond et la distribution des turbidites.

- Les chenaux qui canalisent chaque écoulement turbiditique se caractérisent par l'absence de dépôt ou par leur faible épaisseur relative ("bypassing", érosions successives) due à la forte "énergie moyenne" des courants de turbidité.

- La levée nord n'est atteinte que par les débordements turbiditiques. Les sédiments sont donc, dans l'ensemble, plus fins. Du fait de la décroissance de l'énergie de transport au sortir du chenal, les dépôts y sont plus épais et les turbidites plus nombreuses. De plus, la diminution de la capacité de transport d'amont en aval implique une décroissance, dans cette direction, du taux de sédimentation, mais inversement l'abaissement de la levée et le tri granulométrique au sein du courant de turbidité entraîne une plus forte proportion d'éléments grossiers en aval de la levée.

3.2.3.2.- Les dépôts dans le système Capbreton-Santander (post-Würm 3).

Le système Capbreton-Santander a été, de par sa complexité morphologique (cf. fig. 19, p. 70) beaucoup moins bien échantillonné. Toutefois, d'après les données morphologiques et les quelques prélèvements disponibles, il est possible de comparer la dynamique sédimentaire entre le chenal ouest et le chenal est et de l'opposer à celle analysée au Würm 3 sur la levée nord.

Branche ouest du chenal de Capbreton-Santander :

Le chenal ouest, dans la continuité directe du chenal de Capbreton-Santander, est caractérisé par une incision en "V". Malgré plusieurs tentatives de carottage, les dépôts dans l'axe du chenal n'ont pu être échantillonnés. Ceci permet de supposer une nature grossière des sédiments superficiels.

Deux prélèvements effectués latéralement au chenal révèlent la présence de turbidites qui peuvent atteindre 80 cm d'épaisseur (SK 56), constituées de sable fin ou de sable grossier coquillier.

Ces observations tendent à montrer que des courants de turbidité très actifs ont emprunté ce chenal.

Branche est du chenal de Capbreton-Santander :

Ce chenal est caractérisé par un profil en "U" et une courbure très marquée. La sédimentation holocène étant puissante (> 5 cm/1000 ans), le Würm n'a été atteint que par un seul carottage. La disposition des prélèvements (fig. 36) permet de suivre l'évolution des dépôts, à l'Holocène, entre le chenal et la rive gauche convexe où s'individualise une levée sédimentaire d'assez faible amplitude ($\Delta h \approx 25$ m).

Le taux de sédimentation, l'épaisseur cumulée et l'épaisseur moyenne des lits silto-sableux diminuent très nettement entre l'axe du chenal et la levée. Inversement, le nombre total des lits et le nombre de lits inférieurs à 0,5 cm par mètre de carotte augmentent très rapidement.

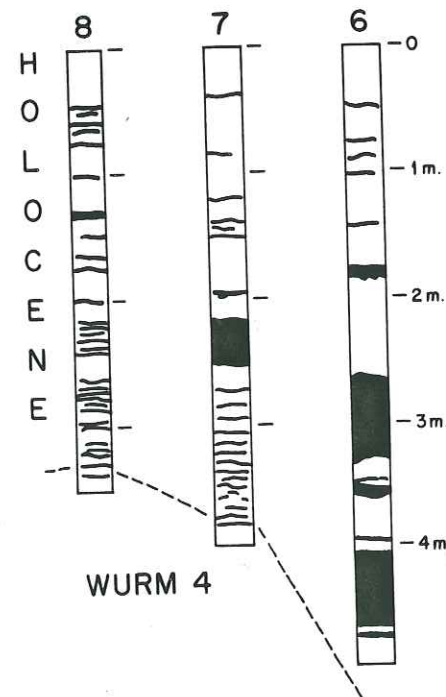
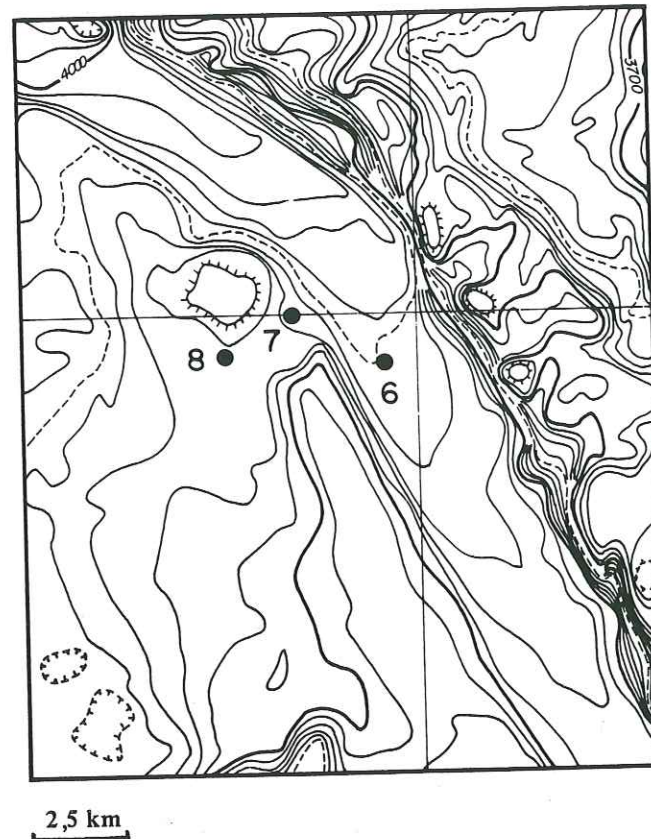
Cette organisation, semblable à celle décrite transversalement à la levée nord au Würm 3, met bien en évidence des processus de non-dépôt ou d'érosion par les turbidites grossières dans l'axe du chenal. Par contre, l'évolution des dépôts est ici rapide (4 km) malgré un Δh faible (25 m) et surtout les taux de sédimentation indiquent un rythme de comblement du chenal supérieur à celui de l'édification de la levée.

Ces caractéristiques particulières peuvent s'interpréter de différentes façons.

- Les courants de turbidité sont chargés en sable par perte du matériel fin au cours d'un long transport. Ils seraient donc peu développés en hauteur et ne pourraient entraîner sur la levée une sédimentation préférentielle par débordement. De tels processus ont été évoqués pour expliquer la sédimentation distale de la levée nord au Würm 3.

- Les courants sont, comme dans le cas de la levée nord, développés en hauteur, mais c'est la topographie spécifique du chenal qui est responsable de la répartition particulière des dépôts. En effet, la levée étudiée se situe dans une courbe du chenal dont elle occupe la rive basse convexe. A l'opposé, la rive droite concave est bordée par un relief très abrupt d'environ 120 m. Les courants de turbidité, concentrés sur la rive concave par la force centrifuge et par l'accélération complémentaire de Coriolis, cherchent à déborder ce relief et édifient au-delà une banquette sédimentaire ; au contraire, la rive gauche est délaissée par les courants de turbidité.

Cette dernière interprétation permet d'explicitier les formes d'accumulation visibles sur la banquette droite (non échantillonnée) à proximité du chenal et l'individualisation sur celle-ci d'un écho-faciès 3,5 kHz identique à celui observé sur la partie amont de la levée nord.



PRELEVEMENTS		8	7	6
TAUX DE SEDIMENTATION cm/1000 ans				
S %		22	23	40
e_m cm		0,9	1,3	4,5
σ_e		2	5	15
n t		81	64	39
nombre de lit par mètre	0,1 - 0,5 cm	20	14	5
	0,5 - 1 cm	0,28	2	1
	1 - 3 cm	0,5	1	1,25
	3 - 5 cm	0,5		0,2
	5 - 10 cm	0,3		0,4
	>10 cm	0,6	0,5	0,4
Δh_m		20	20	0

Fig. 36 - Evolution des dépôts holocènes entre le chenal de Capbreton-Santander (branche Est) et sa levée gauche.

Ces deux interprétations paraissent, en fait, complémentaires. Le faible développement de la levée gauche, caractère que l'on retrouve sur l'ensemble du système, serait ici amplifié par l'effet de la courbure du chenal et par le fait qu'il tend à être abandonné au profit du chenal ouest. De plus, on constate depuis le Würm 3, sur l'ensemble de l'appareil, une diminution de l'intensité des courants de turbidité (cf. p.121) qui atténuerait leur capacité d'érosion et de débordement.

3.2.3.3 - Généralisation : dynamique sédimentaire des domaines de chenaux et de levées.

Mise en place des dépôts :

Les deux exemples présentés mettent en évidence la très nette ségrégation de l'organisation des dépôts entre les chenaux, vecteurs de l'alimentation terrigène, et les levées sédimentaires, siège d'une sédimentation importante.

Cette différenciation est principalement exprimée par la présence, dans les chenaux, de lits silto-sableux d'épaisseur supérieure à 5 cm, alors qu'ils sont exceptionnels sur les levées. Cela est montré par la comparaison entre la courbe de fréquence moyenne du nombre de lits (par mètre de carotte et par classe d'épaisseur) des dépôts de chenaux avec celle des dépôts de levée (fig. 37).

On constate, en effet, à partir de la classe 3-5 cm d'épaisseur, une augmentation relative du nombre de lits sur la courbe du type chenal par rapport à celle du type levée.

Cela peut être relié à une coupure dynamique entre les suspensions graduées et les suspensions uniformes. Les lits dont l'épaisseur est supérieure à 3 cm sont constitués de sédiments dont la médiane maximale dépasse 30 μm (cf. fig. 25, p. 85). D'après la forme canonique de leur courbe cumulative, ou leur distribution dans un diagramme CM (cf. fig. 27, p. 88), ces sédiments sont mis en place à partir de suspensions graduées. Les sédiments ayant une médiane inférieure à 30 μm sont mis en place à partir de suspensions uniformes et constituent soit le sommet de lits silto-sableux, soit des lits silteux inférieurs à 3 cm d'épaisseur.

Ces deux modes de mise en place distincts résultent de la ségrégation verticale des particules transportées au sein des courants de turbidité (suspensions denses à la base, suspensions diluées au sommet) d'où découle, sous l'effet du relief, une ségrégation horizontale des dépôts entre chenal et levée.

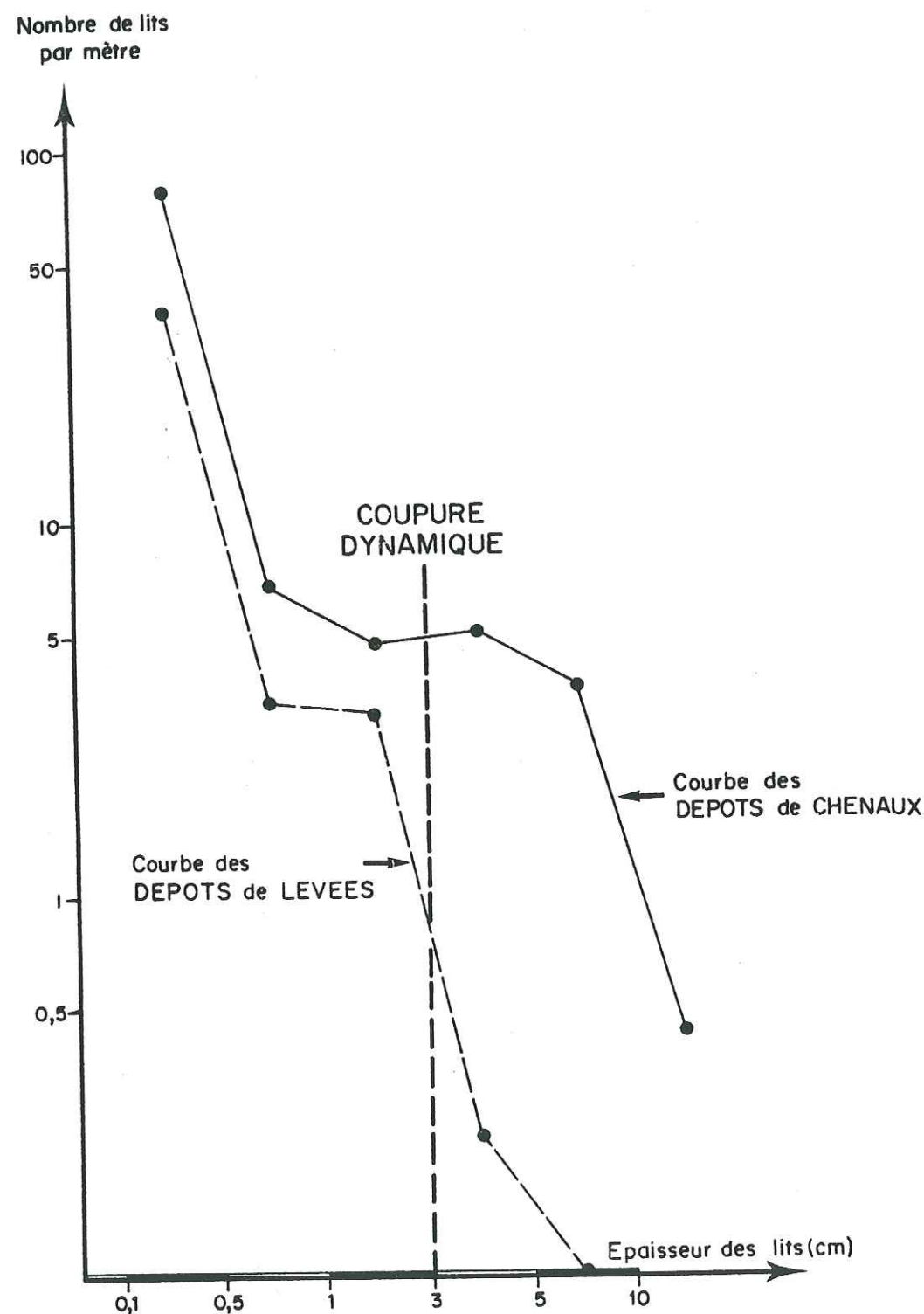


Fig. 37 - Comparaison du nombre de lits par mètre, selon leur épaisseur entre les dépôts de chenaux et de levées.

Edification des levées :

Pour qu'il y ait édification de levée, il faut que la dynamique des courants de turbidité entraîne, par auto-entretien du chenal, une sédimentation latérale plus importante. Les observations montrent qu'un certain nombre de turbidites ne se déposent pas dans le chenal ou sont érodées après leur dépôt. Cela est la conséquence de la concentration de sédiments, à la base des courants de turbidité, entraînant une plus forte capacité de transport. On constate, au Würm 3, que cette capacité est assez importante pour créer dans le chenal du Cap-Ferret une zone de "bypassing". Par contre, la présence de lits de faible épaisseur et d'interlits argilo-silteux montre que les chenaux sont aussi le siège de dépôt de sédiments fins, lors de la phase de décantation ou à partir de courants de turbidité de faible énergie. Ainsi, si l'énergie moyenne des courants de turbidité décroît, les chenaux peuvent devenir une zone de sédimentation préférentielle.

Latéralement aux axes de chenaux, la concentration de sédiments en suspension diminue mais l'énergie cinétique acquise dans le chenal s'atténue rapidement, les levées sont donc le siège de dépôts préférentiels. De plus parallèlement à l'allongement de la levée, les dépôts s'amincissent du fait d'un amortissement de l'énergie du courant de turbidité, d'autant plus importante qu'il s'agit de suspensions moins concentrées. Ainsi, d'amont en aval, la levée s'abaisse mais les dépôts qui la constituent s'enrichissent en sédiments grossiers.

Il faut aussi souligner que, si les dépôts superficiels étudiés se distribuent en fonction d'une topographie pré-existante, la topographie actuelle est bien le reflet d'une sédimentation turbiditique, individualisant des zones de faible et fort dépôt, très semblables à celle qui a pu être définie sur quelques mètres de dépôt.

Effet de l'accélération complémentaire de Coriolis :

L'analyse des prélèvements superficiels confirme l'interprétation, en termes de banquettes de débordement ou de levées sédimentaires, des accumulations sédimentaires qui se développent particulièrement sur la rive droite des principaux chenaux et cela sous l'influence de l'accélération complémentaire de Coriolis.

Si NORMARK (1970a) reconnaît cette influence, il ne lui accorde pas un rôle fondamental dans l'édification des éventails subaquatiques. Or, l'éventail du Cap-Ferret diffère du modèle de NORMARK et se rapproche plus des

éventails dépourvus de "suprafan" en raison d'une alimentation terrigène riche en sédiments argilo-silteux, facilement mis en suspension et donc susceptibles de former d'amples levées. Ainsi, le fait qu'une forte proportion de dépôts soit mise en place à partir de débordements turbiditiques qui se déplacent lentement et qui sont donc fortement déviés par l'accélération complémentaire de Coriolis (cf. p. 39), entraînerait une très importante dissymétrie des constructions sédimentaires de part et d'autre des chenaux. Inversement, cette dissymétrie serait peu perceptible dans les éventails alimentés en sédiments grossiers par des courants de turbidité de haute densité et de vitesse élevée.

Je pense donc, comme cela pourra être confirmé par l'analyse des sections sismiques, que l'accélération complémentaire de Coriolis a une influence prépondérante sur l'organisation morphologique de l'éventail de Cap-Ferret.

3.2.4 - Distribution des turbidites en fonction du climat.

Outre l'évolution horizontale des dépôts, selon les environnements morphologiques de l'éventail, l'examen des prélèvements met aussi en relief des variations verticales de l'organisation des dépôts liées à des fluctuations de l'alimentation terrigène. Grâce à l'analyse biostratigraphique, il est possible de relier ces fluctuations à l'évolution du climat au cours du Quaternaire récent (cf. annexe I).

3.2.4.1 - Opposition entre les dépôts du Würm 3 (stade glaciaire) et du post-Würm 3 (postglaciaire).

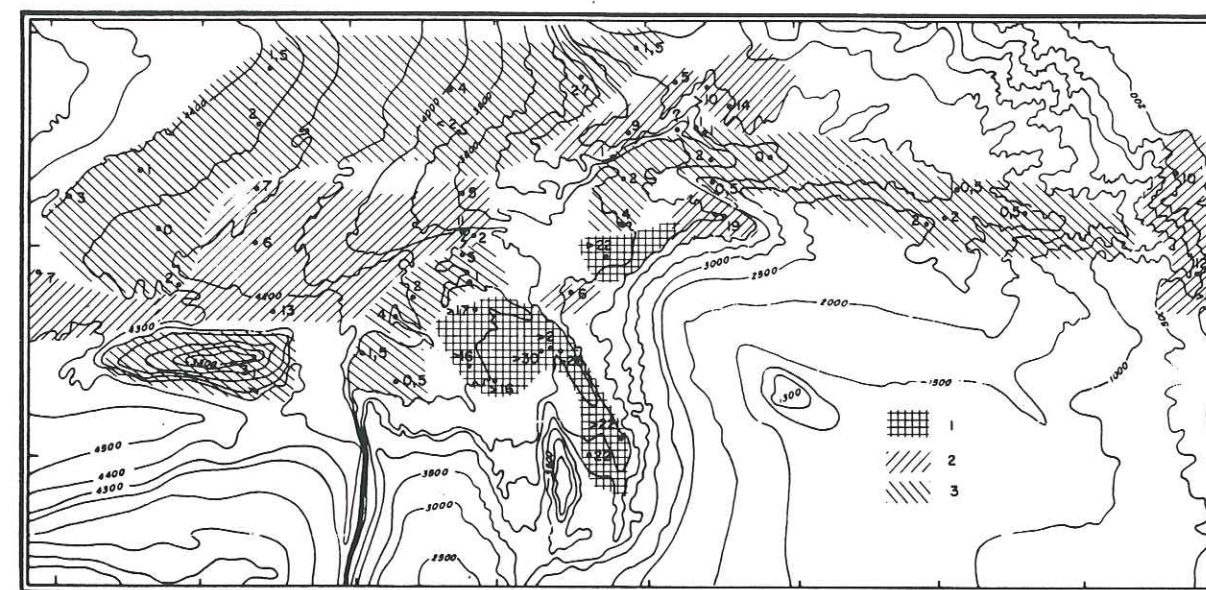
Le Würm 3 correspond au dernier maximum glaciaire du Pléistocène. Après un léger réchauffement (interstade Würm 3 - Würm 4), une courte période froide s'observe (Würm 4) avant le réchauffement final de l'Holocène (cf. annexe I).

Ces derniers stades n'étant pas toujours bien distingués, je les considérerai souvent ensemble sous l'appellation post-Würm 3.

Epaisseur des dépôts :

Par rapport au Würm 3 (fig. 34), les dépôts du post-Würm 3 (fig. 38) sont généralement moins épais. Ceci s'observe en particulier sur la banquette nord et la levée nord, sur le Sud Cap-Ferret ainsi que sur les levées du système Capbreton-Santander. C'est seulement dans les chenaux que

s'observe un taux de sédimentation plus élevé. Ceci est très net dans la branche est du chenal de Capbreton-Santander. Toutefois, les dépôts sont très réduits dans le chenal du Cap-Ferret et bien souvent les hiatus de sédimentation se poursuivent pendant l'interstade de Würm 3 - Würm 4, le Würm 4 et l'Holocène inférieur.



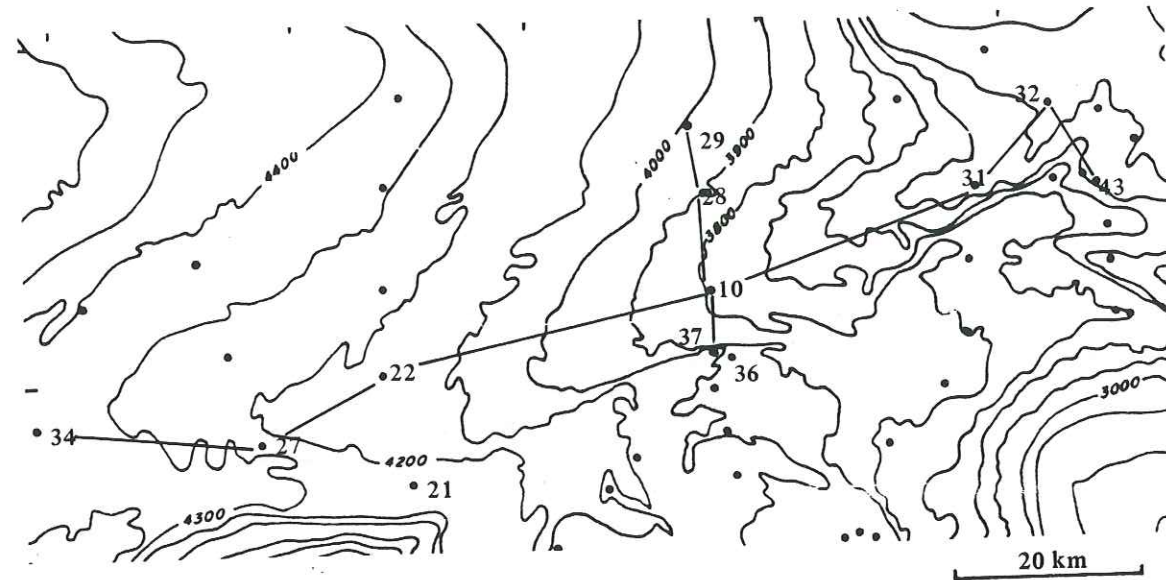
- 1 : taux supérieur à 20 cm/1000 ans.
- 2 : taux compris entre 5 et 20 cm/1000 ans.
- 3 : taux inférieur à 5 cm/1000 ans.

Fig. 38 - Taux de sédimentation au post-Würm 3.

Bien que moins développés qu'au Würm 3, les dépôts du post-Würm 3 se répartissent de façon analogue sur la banquette nord et sur la partie amont de la levée nord ; les dépôts y sont plus importants que dans le chenal du Cap-Ferret. Par contre, dans la partie aval de l'éventail ainsi que dans la branche est du chenal de Capbreton-Santander, les dépôts sont plus épais dans les chenaux que sur les levées.

Enfin, il faut aussi remarquer un assez fort taux de sédimentation en tête de la dépression du Cap-Ferret, à proximité de la rupture de pente.

Ainsi, la comparaison des taux de sédimentation, entre le Würm 3 et le post-Würm 3 dans le système Cap-Ferret et sur la levée nord, indique qu'au transport actif dans l'axe des chenaux et à l'édification d'accumulations latérales importantes, caractéristiques du Würm 3, a succédé une période de



EVOLUTION LONGITUDINALE

PRELEVEMENTS	34	27	22	10	31	32	43
TAUX DE SEDIMENTATION cm/1000 ans	7	2	6	5	1	9	5
S %	12	0	10	20	6	5	
e _{mcm}	2		0,7	1,25	0,27	0,21	
σ _e	1		1	0,35	0,5	0,55	
n _t	2			10	10	9	2
nombre de lit par mètre	0,1 - 0,5 cm				20	20	
	0,5 - 1 cm	2,8			2	2,5	
	1 - 3 cm	2,8		16	16		
	3 - 5 cm						
	5 - 10 cm						
	>10 cm						
Δ h m	70	70	120	200	450	400	300

EVOLUTION TRANSVERSALE

	36	37	10	28	29	21
	2	11	5	<2	4	
	0	51	20	0	0	
		1	1,25			
		2	0,35			
	38	10				18
	23					4
	9					1,7
	10	16				0,9
	5					0
	1,2					0,4
						0,85
	0	0	200	200		

Fig. 39 - Organisation des dépôts sur la levée au post-Würm 3.

plus faible alimentation turbiditique. Cependant, dans le système Capbreton-Santander, une activité turbiditique importante persiste au cours du Post-Würm 3.

Organisation des dépôts :

La comparaison de l'organisation des dépôts sur la levée nord entre le Würm 3 et l'Holocène (fig. 39) montre nettement que la diminution du taux de sédimentation est due à celle du nombre de débordements turbiditiques atteignant la levée. Ceci est clairement exprimé par le nombre total de lits silto-sableux turbiditiques qui, au post-Würm 3, est inférieur à 10 alors qu'il atteint plus de 300 au Würm 3, ces deux épisodes ayant sensiblement la même durée.

Il faut aussi noter que l'épaisseur moyenne des lits ne décroît pas sensiblement ; au contraire, les quelques lits reconnus sur la levée nord ou dans le chenal nord peuvent être plus épais. Cette observation peut être généralisée à la plupart des prélèvements dans les chenaux présentant un post-Würm 3 assez puissant (SK 21 par exemple).

Quand, dans les chenaux, les dépôts du post-Würm sont très réduits, il s'agit le plus souvent de sédiments de l'Holocène supérieur, presque exclusivement constitués de vases argilo-silteuses qui soulignent un hiatus de sédimentation majeur comprenant le Würm 3. Quand les dépôts de post-Würm 3 sont épais, sans hiatus de sédimentation, on remarque que les dépôts de l'interstade Würm 3 - Würm 4 et de l'Holocène inférieur comportent des lits turbiditiques peu nombreux, mais d'épaisseur notable, et associés à la plupart des niveaux hétérogènes rencontrés.

En conclusion, apparaît, entre le Würm 3 et le post-Würm 3, une nette différence définie par une diminution de la fréquence des courants de turbidité et par une atténuation, au cours du post-Würm 3, de leur ampleur.

Minéralogie des argiles :

Les variations entre les dépôts du Würm 3 et de l'Holocène se marquent par une diminution du rapport smectites/illites (fig. 40).

Cette évolution peut être interprétée comme le reflet d'une variation de l'origine des dépôts (LATOUCHE, 1971 ; TAUZIN, 1974) entre les provinces émettrices, aquitaine au Würm 3 (smectites abondantes) et pyrénéenne à l'Holocène (illites abondantes). Ceci est en accord avec la grande épaisseur des dépôts holocènes dans le chenal de Capbreton-Santander, mais ne permet pas

d'expliquer la moindre valeur du rapport smectites/illites en tête du canyon du Cap-Ferret. De plus, la variation relative de ce rapport est plus importante entre les domaines de chenaux pour un même épisode biostratigraphique qu'entre Würm 3 et Holocène. Il apparaît donc que la minéralogie des argiles est nettement liée aux processus de dépôt, étant donné la taille plus faible des smectites par rapport aux illites. Cela semble être confirmé par l'analyse de la minéralogie des argiles en fonction de leur taille (ESQUEVIN et CHENNAUX, 1981).

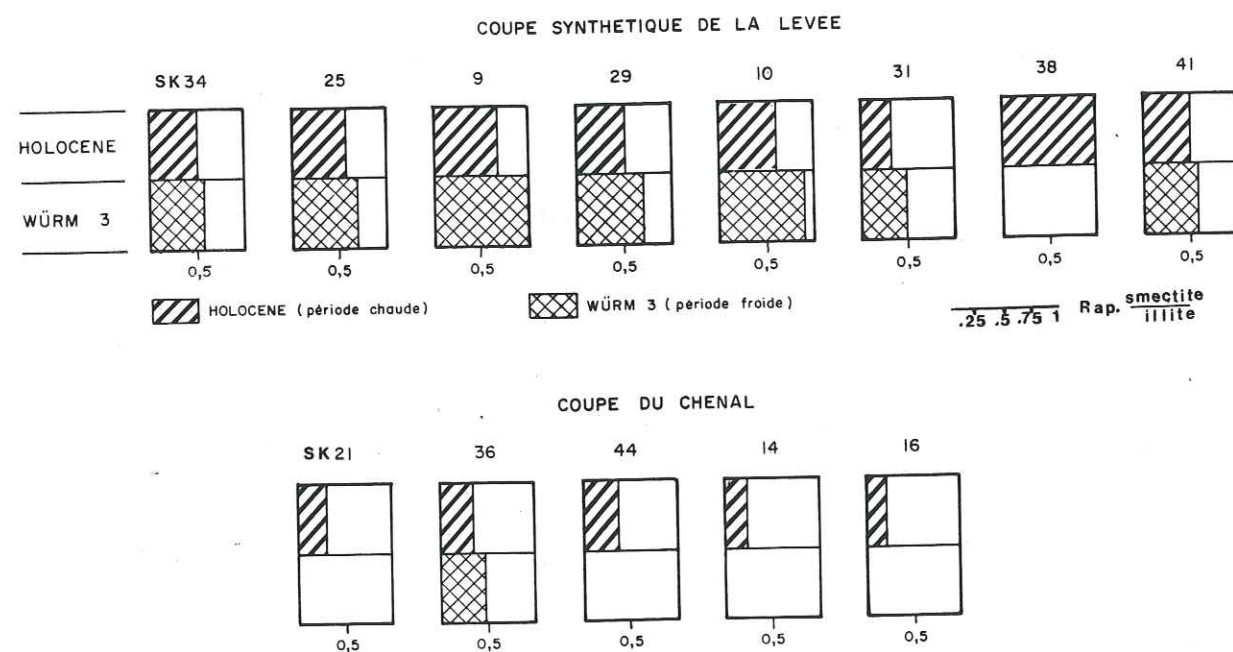


Fig. 40 - Variation du rapport moyen smectite/illite entre le Würm 3 et l'Holocène et entre le chenal du Cap-Ferret et la levée nord.

Ainsi, je pense que la différence minéralogique des argiles entre le Würm 3 et l'Holocène reflète, plus qu'une variation de la source d'alimentation, l'effet d'une plus grande importance des débordements turbiditiques au Würm 3 qui créent, par un tri mécanique, des dépôts enrichis en smectites.

Impact des variations du niveau marin :

Le Würm 3 (climat glaciaire) et l'Holocène (climat tempéré) correspondent respectivement à une phase de bas et haut niveau marin. L'impact de la variation du niveau marin peut être analysé en considérant le système Cap-Ferret puis en le comparant au système Capbreton-Santander.

Système Cap-Ferret.

Au Würm 3, en phase de bas niveau marin, le plateau continental en tête du canyon du Cap-Ferret est assez étroit pour qu'une alimentation terrigène assez importante engendre des courants de turbidité fréquents qui, en aval, vont permettre la mise en place d'épais dépôts de débordement sur la banquette nord et la levée nord.

Toutefois, l'absence d'éléments très grossiers dans les prélèvements et la similitude minéralogique entre les lits silto-sableux turbiditiques et les dépôts du plateau continental me conduisent à voir dans les sédiments déjà bien triés du plateau continental externe la source terrigène principale des courants de turbidité et non pas une alimentation directe à partir des fleuves.

À l'Holocène, en haut niveau marin, le plateau continental est plus large et l'énergie dissipée sur le fond y est moins grande. Même si, actuellement, on constate sur le rebord du plateau continental une augmentation de la taille des particules en suspension (CASTAING et al., 1982), seules les suspensions fines d'origine continentale alimentent le système Cap-Ferret. Les dépôts holocènes assez importants en tête du canyon, sans trace notable de dynamique près du fond, sont l'indice d'une sédimentation grain par grain dans un milieu de faible énergie. Plus en aval, les dépôts argilo-silteux sont très réduits et portent la marque de courants de turbidité très épisodiques.

Ainsi, dans le système Cap-Ferret, l'élévation du niveau marin entre le Würm 3 et l'Holocène a considérablement réduit l'alimentation en volume et en taille des sédiments.

Système Capbreton-Santander.

Dans les chenaux de Capbreton-Santander, les dépôts holocènes sont par contre puissants et comportent des turbidites épaisses. Des prélèvements effectués plus en amont dans le canyon de Santander et dans le Gouf de Capbreton (VIGNEAUX et al., 1970 ; CARALP, 1971) montrent qu'il s'agit d'un phénomène assez général.

C'est en raison de la morphologie particulière de la partie amont de ce système que l'élévation du niveau marin n'a pas interrompu l'alimentation terrigène de façon aussi nette que dans le système Cap-Ferret. En effet, les canyons de Capbreton et de Santander correspondent à des incisions beaucoup plus profondes dans un plateau continental plus étroit, facilitant ainsi le transit des matériaux du littoral vers les canyons.

Il faut toutefois remarquer qu'en tête du Gouf de Capbreton, pratiquement à la côte, les sédiments holocènes sont constitués essentiellement de vases (ALLEN et al., 1971). En conséquence, malgré une position privilégiée qui devrait permettre un piégeage des sédiments sableux transportés par dérive littorale à l'image de certains canyons de la côte californienne (SHEPARD et DILL, 1966), la tête du Gouf de Capbreton ne constitue pas, à l'Holocène, la source des turbidites grossières observées en aval. Celles-ci proviennent donc de la marge nord-espagnole dont le plateau, très étroit par endroits, comporte une faible couverture sédimentaire meuble grossière (DUPEUBLE et al., 1969).

La phase d'élévation du niveau marin.

Cette phase d'élévation générale du niveau marin entre le Würm 3 et l'Actuel se marque par une diminution du nombre et de l'épaisseur des turbidites. Cela montre que, même dans le système Capbreton-Santander, l'élévation du plan d'eau tend à réduire l'alimentation terrigène.

Si les dépôts du Würm 4 (courte période de refroidissement identifiée seulement dans quelques prélèvements) sont semblables à ceux du Würm 3, on constate que les dépôts de l'interstade Würm 3 - Würm 4 et certains dépôts, mal datés, à la base du post-Würm 3 comprennent des coulées gravitaires denses (turbidites Tae, coulées boueuses, écoulements de débris).

Leur présence peut être interprétée de différentes façons.

- Les coulées gravitaires sont assez épaisses mais peu nombreuses, il peut donc s'agir d'un temps de "stockage" de matériel terrigène en haut de pente entre deux écoulements gravitaires plus importants que pendant le Würm 3.

- Le réchauffement général, après le Würm 3, peut avoir entraîné, dans un premier temps, un flux terrigène conséquent dû au retrait des glaciers et à la réorganisation des systèmes fluviatiles ; cela s'observe sur les terrasses alluviales dont la granulométrie s'affine vers le haut (LEGIGAN, 1979). Dans un deuxième temps, l'élévation du niveau marin et l'établissement d'un couvert végétal limitent les apports terrigènes.

- Enfin, il est aussi probable que l'élévation du plan d'eau, en augmentant la pression interstitielle dans les dépôts, puisse provoquer une déstabilisation des pentes. Cette hypothèse est étayée par la présence, à l'interstade Würm 3 - Würm 4, de nombreux galets mous provenant de l'érosion de pentes argileuses.

Conclusion :

L'étude de l'évolution des dépôts depuis le Würm 3 souligne l'influence prépondérante du climat sur la sédimentation turbiditique.

Sur l'éventail du Cap-Ferret peuvent être définies schématiquement :

- une sédimentation importante essentiellement silto-argileuse, sous climat froid et en bas niveau marin, qui participe à l'édification de levées sédimentaires ; le système Cap-Ferret constitue alors un collecteur majeur ;

- une sédimentation réduite silto-argileuse, sous climat tempéré et en haut niveau marin ; elle est plus développée dans le domaine sud, du fait de la particularité morphologique du système Capbreton-Santander, que dans la dépression du Cap-Ferret ou sur la levée nord où les dépôts se rapprochent de dépôts hémipélagiques ;

- une sédimentation mixte, lors de la phase d'élévation du niveau marin, qui se caractérise par des apports grossiers mais peu fréquents ; de ce fait, elle ne crée pas de dépôts de débordement importants mais, au contraire, tend à colmater les chenaux.

Cette liaison climat-type de sédimentation sera nuancée lors de l'étude de l'interstade Würm 2 - Würm 3.

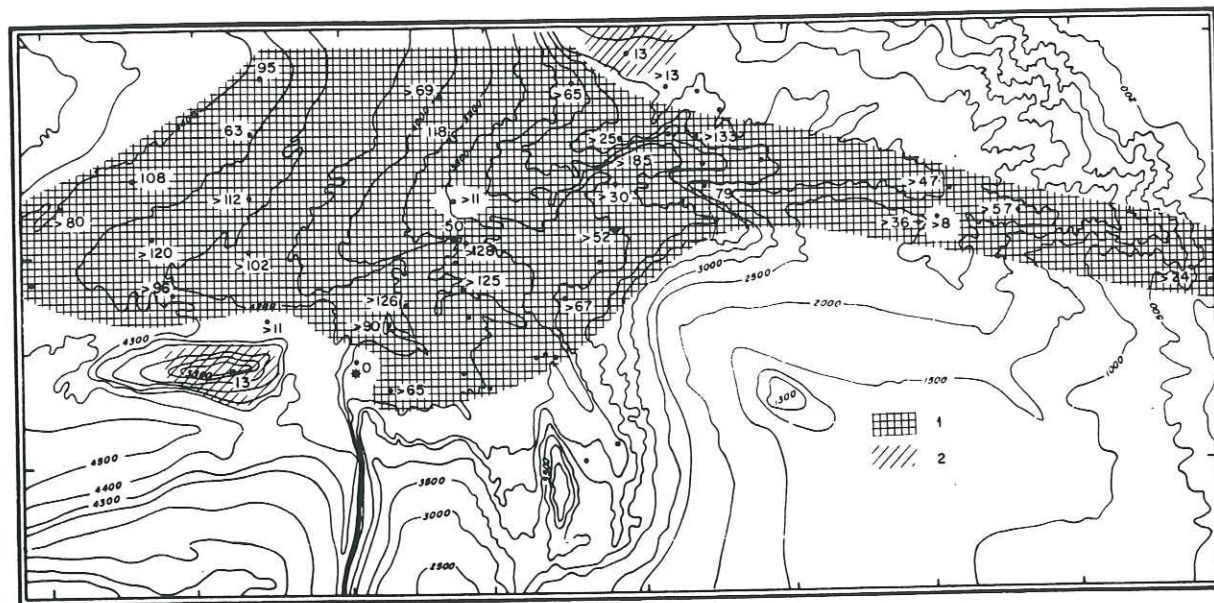
3.2.4.2 - Les dépôts de l'interstade Würm 2 - Würm 3.

L'interstade Würm 2 - Würm 3 correspond à un réchauffement de courte durée (≈ 4000 ans) entre les stades glaciaires du Würm 2 et du Würm 3 (CARALP et al., 1974). Dans le Golfe de Gascogne, cet interstade se caractérise par un apport très important de sédiments argilo-silteux qui tend à définir un environnement de dépôt confiné (GROUSSET, 1977 ; CARALP et al., 1982). Il convient dès lors de voir comment s'organisent ces dépôts sur l'éventail du Cap-Ferret.

Taux de sédimentation

A l'exception d'un carottage (SK 01), l'interstade Würm 2 - Würm 3 a été reconnu dans tous les prélèvements ayant traversé le Würm 3 (fig. 41). Cependant, du fait de l'épaisseur de ces dépôts, la base de l'interstade Würm 2 - Würm 3 n'a été que localement atteinte.

Bien que les taux de sédimentation calculés soient le plus souvent des taux minimaux, on constate, sur l'ensemble de l'éventail du Cap-Ferret, que la sédimentation pendant cet interstade est bien plus forte qu'au Würm 3 ou qu'au post-Würm 3.



1 : taux supérieur à 20 cm/1000 ans.
2 : taux compris entre 5 et 20 cm/1000 ans.

Fig. 41 - Taux de sédimentation à l'interstade Würm 2 - Würm 3.

Sur la levée nord, un taux supérieur à 185 cm/1000 ans est observé (SK 38). La crête de la levée présente des épaisseurs de dépôt plus importantes que l'arrière-levée, mais la trop faible pénétration des carottages ne permet pas de voir si la levée est, par rapport aux chenaux, une zone de dépôt préférentiel.

Sur les reliefs élevés, telle la montagne Aquitania, le taux de sédimentation est nettement plus faible que dans les zones en contrebas, mais il n'en est pas moins bien plus fort (x 6) qu'au Würm 3.

Ainsi, bien que les données soient fragmentaires, à l'interstade Würm 2 - Würm 3 est associée une forte sédimentation sur l'ensemble de l'éventail du Cap-Ferret.

Nature des dépôts :

Dans le chenal du Cap-Ferret, les dépôts attribués à l'interstade Würm 2 - Würm 3 sont généralement constitués de vases silteuses très sombres ne comportant que quelques rares lits silto-sableux d'épaisseur notable.

Sur les zones en relief, les dépôts sont formés de vases très fines pratiquement sans structure, tandis que, sur le glacis, ils comprennent une proportion importante de lits silto-sableux turbiditiques. Localement, dans

le chenal nord (SK 37), est observée une turbidite de sable silteux dont l'épaisseur est supérieure à un mètre.

De façon générale, les dépôts de l'interstade Würm 2 - Würm 3 se caractérisent par une importante activité biologique sur le fond (pelotes fécales, bioturbation).

Organisation des dépôts :

L'analyse de la distribution des lits silto-sableux sur la levée nord (fig. 42) montre qu'il s'agit bien de dépôts de débordement qui se répartissent selon des modalités similaires à celles définies au Würm 3 (cf. fig. 35, p. 104). La différence d'organisation des dépôts entre ces deux épisodes se manifeste essentiellement au niveau de la distribution des épaisseurs des lits : le nombre de lits par mètre de carotte est, à l'interstade Würm 2 - Würm 3, plus faible pour les lits les moins épais (< 0,5 cm) qu'au Würm 3 où ils dominent très nettement. Cela est très sensible dans le chenal nord (SK 36, 37) où les lits épais (> 0,5 cm) sont, à l'interstade Würm 2 - Würm 3, plus nombreux.

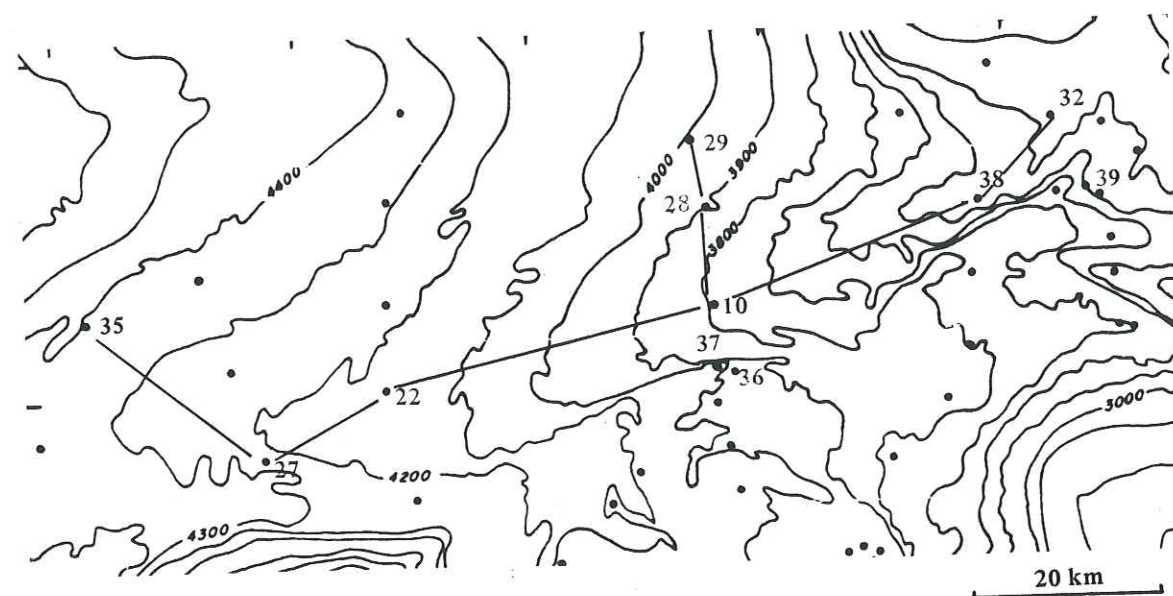
Cette différence d'agencement entre l'interstade Würm 2 - Würm 3 et le Würm 3 rappelle, mais de façon moins nette, celle observée entre le Würm 3 et l'interstade Würm 3 - Würm 4, c'est-à-dire dans un cas, une sédimentation rythmique comportant de nombreux et minces lits silto-sableux et, dans l'autre cas, des lits silto-sableux et des interlits silto-argileux plus épais.

Toutefois, cette constatation ne peut être généralisée qu'avec beaucoup de réserves à l'ensemble des dépôts de l'interstade Würm 2 - Würm 3, car dans le détail, ces dépôts évoluent, au sein d'un même prélèvement, de vases assez homogènes comprenant quelques turbidites silto-sableuses épaisses à une succession rapide de turbidites très minces.

En résumé, de par leur organisation, les dépôts de l'interstade Würm 2 - Würm 3 sont très proches de ceux du Würm 3 (ainsi que du Würm 2 sous-jacent) et s'opposent très nettement à ceux du post-Würm 3.

Interprétation dynamique :

Bien que les dépôts de l'interstade Würm 2 - Würm 3 soient très proches du Würm 3, le fait qu'ils soient globalement moins grossiers que ceux du Würm 3 et surtout l'absence de hiatus de sédimentation montrent que les courants de turbidité à l'interstade Würm 2 - Würm 3 ont une



EVOLUTION LONGITUDINALE

PRELEVEMENTS	35	27	22	10	32	38	39
TAUX DE SEDIMENTATION cm/1000 ans	> 80	> 96	> 102	> 11	> 13	> 185	> 133
S %	19	26	12	15	16	20	10
e _m cm	0,36	0,8	0,5	1,6	0,3	0,4	0,2
σ _e	0,8	0,5	0,7	0,5	0,6	0,8	0,4
n _t							
nombre de lit par mètre	0,1 - 0,5 cm	46	14	20	2	56	47
	0,5 - 1 cm	3	14	1,7	7	2	3
	1 - 3 cm	2	3	1,4		2	1,5
	3 - 5 cm			0,5			0,4
	5 - 10 cm	0,6					0,14
	> 10 cm						
Δ h m	70	70	120	200	400	(200)	300

EVOLUTION LATÉRALE

	36	37	10	28	29
	> 128	> 50	> 11	118	> 69
	37	95	15	9	25
	2,7	38	0,5	0,3	0,6
	1,18	1	1,6	0,2	0,8
				253	
	7	4	2	50	22
	19	3	7	0,6	5
	3	1		0,4	5
	1	0			
	0,2	0,5			
	0,8				
	0	0	200	200	

Fig. 42 - Organisation des dépôts sur la levée nord à l'interstade Würm 2-Würm 3.

énergie de transport plus faible que ceux du Würm 3. Ces observations peuvent être généralisées à l'ensemble du Golfe de Gascogne (CARALP, 1971 ; GONTHIER et KLINGEBIEL, 1973 ; BIDEET, 1975 ; GROUSSET, 1977).

Le réchauffement assez marqué (+ 5°C selon PUJOL, 1980) entre le Würm 2 et le Würm 3 permet d'expliquer, par une élévation de niveau marin, la plus faible intensité des courants de turbidité. Mais paradoxalement, à ce réchauffement est associée une très forte alimentation terrigène, phénomène absent à l'Holocène dont le climat est semblable.

Cette particularité est interprétée (GROUSSET, 1977 ; CARALP, 1982) comme résultant d'une forte pluviosité sur le continent provoquant par ruissellement une importante remobilisation des sédiments laissés par la fonte des glaces. Ces apports terrigènes importants engendrent, à partir de courants de turbidité très amples ou de couches néphéloïdes, d'épais dépôts sur l'ensemble de la marge continentale et définissent, dans la partie interne du Golfe de Gascogne, un environnement de dépôt confiné (stratification des eaux, raréfaction des foraminifères planctoniques, activité biologique importante près du fond, formation de monosulfures).

On peut aussi admettre que le réchauffement a été trop court pour entraîner une élévation importante du niveau marin qui aurait limité l'alimentation terrigène. En effet, sur les courbes isotopiques (δO^{18}) des sédiments marins quaternaires (DUPLESSY, 1978 ; BERGGREN, 1980), il n'apparaît pas à cette époque une variation aussi importante qu'entre le Würm 3 et l'Holocène, variation qui témoignerait d'une fonte générale des glaces et donc d'une élévation du niveau marin.

Pour conclure, l'analyse des dépôts de l'interstade Würm 2 - Würm 3 me conduit à nuancer les schémas classiques attribuant au maximum glaciaire un rôle prépondérant dans l'alimentation terrigène des éventails subaquatiques profonds. Ainsi au Würm 3, si la baisse du niveau marin engendre des courants de turbidité d'assez forte énergie, le climat froid mais sec limite la quantité de sédiments injectés au milieu océanique.

Il convient donc de distinguer :

- le volume des apports terrigènes qui conditionne la rapidité d'évolution d'un éventail subaquatique,
- leur qualité qui, par le jeu d'une distribution différente des dépôts suivant leur granulométrie, conditionne l'évolution du modelé des éventails subaquatiques.

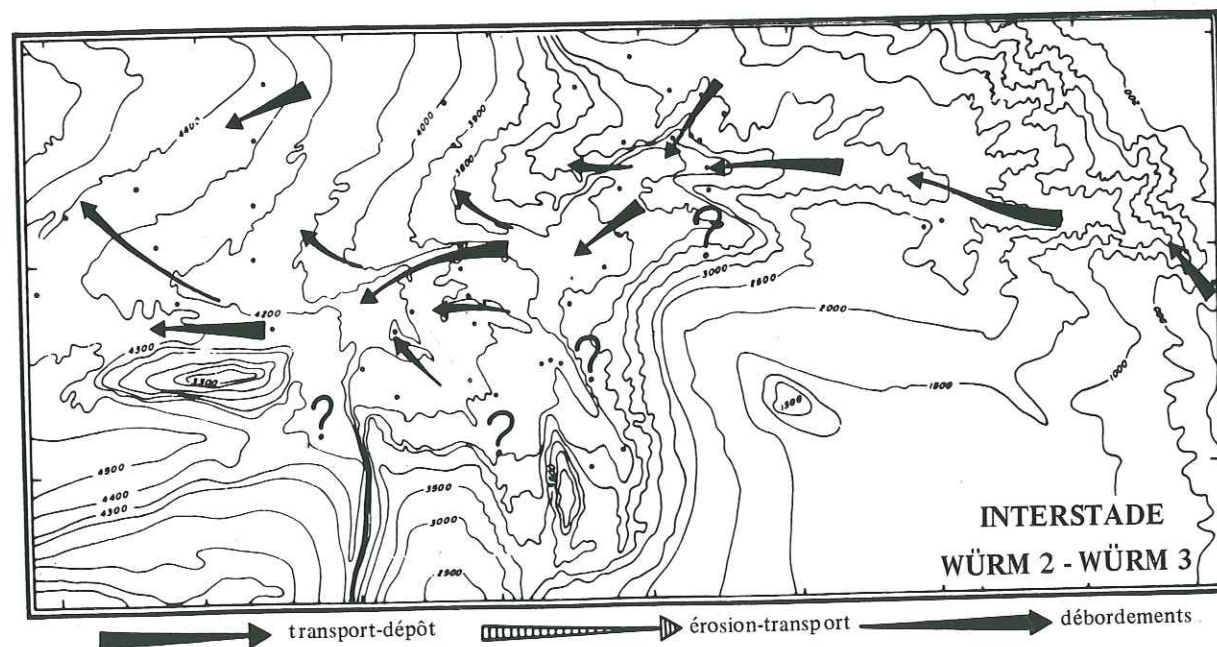
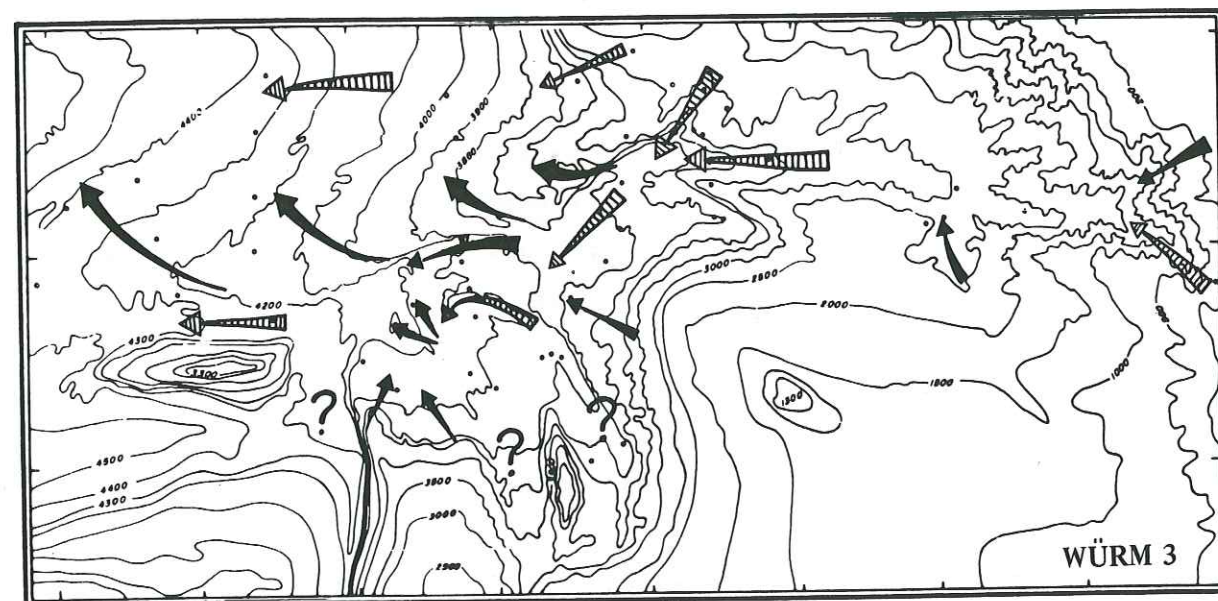
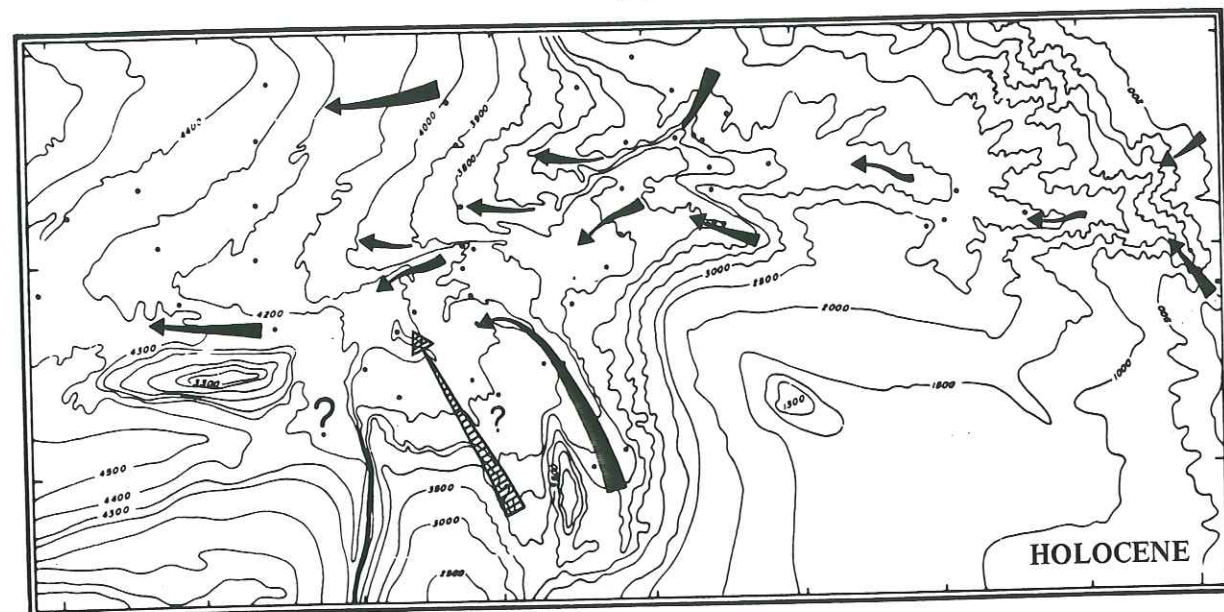


Fig. 43 - Evolution des épandages turbiditiques sur l'éventail du Cap-Ferret au Quaternaire récent.

Ces deux paramètres, volume et qualité des apports terrigènes, sont liés dans un cadre morphologique donné à un climat donné, mais aussi à ses fluctuations dans le temps.

3.3 - Evolution des dépôts au cours du Quaternaire récent.

La couverture sédimentaire superficielle de l'éventail du Cap-Ferret est constituée de sédiments fins silto-sableux et silto-argileux. Ces dépôts turbiditiques se distribuent en fonction d'une dynamique près du fond, fortement influencée par la topographie sous-marine modelée au cours d'une longue histoire structurale et sédimentaire.

A l'influence du cadre morphologique qui, dans la période de temps étudiée, est considéré comme un facteur constant, s'ajoute l'action notable du facteur climat.

L'évolution climatique au cours du Quaternaire récent a entraîné des fluctuations dans l'alimentation terrigène de l'éventail et en conséquence des modifications de la dynamique sédimentaire.

Les interactions *climat-dynamique sédimentaire-morphologie* sont ici résumées en considérant l'évolution des dépôts de l'interstade Würm 2 - Würm 3 à l'Actuel. Trois principales étapes sont caractérisées par des schémas de distribution des dépôts en fonction des conditions climatiques (fig. 43).

Interstade Würm 2 - Würm 3 :

Le court réchauffement climatique, qui fait suite au stade glaciaire du Würm 2, se marque par une forte alimentation terrigène sur l'ensemble du Golfe de Gascogne en raison d'une forte pluviosité et d'un niveau marin relativement bas.

Sur l'éventail du Cap-Ferret, cela se traduit par un très fort taux de sédimentation ($> 185 \text{ cm}/1000 \text{ ans}$ sur la levée nord).

Les apports terrigènes s'effectuent sous forme de suspensions denses dans la masse d'eau et à proximité du fond, comme le montrent les taux de sédimentation élevés des dépôts à caractère hémipélagique ($13 \text{ cm}/1000 \text{ ans}$ sur la Montagne Aquitaine) et la tendance au confinement de la partie interne du Golfe de Gascogne (CARALP et al., 1982). Ils déterminent aussi la formation de courants de turbidité chargés en silt et argile qui, à partir de la dépression du Cap-Ferret (probablement aussi à partir du système Capbreton-Santander), participent activement à l'édification des levées et banquettes sédimentaires.

Sur la levée nord, les dépôts de débordement puissants, constitués de turbidites silto-argileuses d'épaisseur variable, s'amincissent vers le Nord, et s'enrichissent d'Est en Ouest en sédiments silteux, parallèlement à l'abaissement de la levée.

Dans les chenaux, les dépôts sont silto-argileux, peu organisés, du type "débris flow", "mud flow" (chenal du Cap-Ferret), et formés de turbidites silto-sableuses assez épaisses (chenaux de la zone de confluence centrale). L'absence de hiatus de sédimentation dans l'axe de ces chenaux montre que l'énergie des courants de turbidité n'est pas suffisante pour provoquer une érosion ou créer des zones de non-dépôt.

L'interstade Würm 2 - Würm 3 est donc une phase d'édification générale du système Cap-Ferret par accumulation de matériel fin.

Würm 3.

Le climat froid et sec du Würm 3 entraîne une réduction du volume des apports terrigènes. Cela se traduit par des taux de sédimentation en moyenne plus faibles (maximum 45 cm/1000 ans sur la levée nord) même s'ils présentent des valeurs très variables en fonction des données morphologiques.

La faible épaisseur des dépôts sur les hauts fonds (1,5 cm/1000 ans sur la montagne Aquitania) souligne la diminution des apports en suspension par des courants de masses d'eau. Ceux-ci sont enrichis en particules grossières par dérive des glaces.

Mais l'abaissement maximum du niveau marin (-120 m) induit des courants de turbidité de plus grande énergie, alimentés directement par les matériaux du plateau continental externe. Sur l'éventail du Cap-Ferret comme sur l'ensemble du Golfe de Gascogne, les dépôts du Würm 3 sont plus silteux.

Dans les chenaux, le caractère plus intense des courants de turbidité se marque par des hiatus de sédimentation. Seuls les secteurs à l'écart des zones de transit sont le siège de dépôts.

Les levées et banquettes sédimentaires sont fréquemment atteintes par le débordement des courants de turbidité dont l'amplitude dépasse 500 m de hauteur. Sur la levée nord, les dépôts de débordement sont le plus épais sur la crête et en amont, et s'amenuisent rapidement vers le Nord. Constitués de nombreuses turbidites fines en amont, ils évoluent vers des dépôts plus grossiers en aval. Cette réduction rapide d'épaisseur des dépôts sur la levée nord, latéralement au chenal et d'amont en aval, est mise en relation avec une plus faible proportion de sédiments argileux dans les courants de turbidité qu'à l'Interstade Würm 2-Würm 3.

Au cours du Würm 3, une dynamique par courants de turbidité à forte charge solide, essentiellement silteuse, conduit la morphologie à jouer un rôle majeur dans la répartition des faciès sédimentaires. Canalisés par les chenaux qui sont alors des chenaux d'érosion-transport, les courants de turbidité alimentent préférentiellement les levées et banquettes sédimentaires et les contrastes morphologiques entre ces deux domaines tendent à s'accuser.

Post-Würm 3 - Holocène :

La remontée du niveau marin et l'établissement d'un couvert végétal, conséquence du réchauffement climatique, se manifestent par une diminution générale de l'alimentation terrigène et de l'activité des courants de turbidité. Schématiquement, deux périodes peuvent être distinguées : la phase de remontée du niveau marin (interstade Würm 3 - Würm 4, Würm 4, Holocène inférieur) et la phase de haut niveau marin (Holocène supérieur).

- Phase de remontée du niveau marin.

Dans le système Cap-Ferret, des hiatus de sédimentation s'observent jusqu'à l'Holocène inférieur ; ils témoignent de courants de turbidité assez actifs qui, sur la levée nord, forment des dépôts de débordement peu importants, à prédominance argileuse, mis en évidence par un épaississement le long de la crête de la levée.

Dans le système Capbreton-Santander, la présence de turbidites silto-sableuses épaisses atteste une dynamique active. Dans la zone de confluence centrale, une grande variabilité des épaisseurs et des faciès de dépôt reflète la complexité du modelé du fond. La réduction de l'importance et de la fréquence des turbidites silto-sableuses et des dépôts hétérogènes ("débris flow", "mud flow") montre que l'intensité des apports à partir du plateau continental ou issus de la déstabilisation des pentes sédimentaires décroît au cours de l'élévation du niveau marin.

- Phase de haut niveau marin.

A l'Holocène supérieur, l'alimentation terrigène est pratiquement interrompue en tête du système Cap-Ferret du fait de l'élévation du niveau marin qui entraîne l'élargissement du plateau continental. Il en résulte une baisse de l'énergie de dépôt marquée par une sédimentation de vases argilo-silteuses dans le chenal du Cap-Ferret. Toutefois, par le biais de courants de pente persiste une dynamique près du fond qui empêche le colmatage du chenal. Sur la levée nord, les dépôts peu épais (≈ 1 à 3 cm/1000 ans) acquièrent un caractère de dépôts hémipélagiques.

Dans le système Capbreton-Santander, la sédimentation turbiditique, encore active à l'Holocène (l'Holocène supérieur n'a pas été distingué), montre que l'étroitesse du plateau continental, en amont, permet un transit de matériaux malgré un haut niveau marin. Cependant, la fréquence et l'importance des courants de turbidité décroît vers l'Actuel, en particulier dans la branche est du chenal de Capbreton-Santander. Par contre, dans la branche ouest, en relation directe avec la partie amont du système d'alimentation, se déposent des turbidites de haute densité.

Dans la zone de confluence centrale, épisodiquement atteinte par des courants de turbidité, comme dans la branche est du chenal de Capbreton-Santander, la diminution de la fréquence et de la capacité d'érosion des courants de turbidité induit une sédimentation préférentielle dans les chenaux.

Ainsi, le réchauffement climatique, postérieur au dernier maximum glaciaire, entraîne une réduction progressive de l'alimentation de l'éventail du Cap-Ferret et une atténuation des contrastes morphologiques entre les domaines de chenaux et de levées ou de banquettes sédimentaires. A l'Holocène supérieur, le système Cap-Ferret et la levée nord qui lui est associée sont "quiescents" ; seule, persiste une alimentation terrigène turbiditique notable par le système Capbreton-Santander du fait de sa position particulière.

En conclusion, l'analyse de l'évolution des dépôts démontre l'existence de trois dynamiques sédimentaires distinctes, en fonction des variations climatiques.

- A l'*interstade Würm 2 - Würm 3*, le réchauffement rapide et la forte pluviosité entraînent l'édification d'un voile sédimentaire important sur l'ensemble de l'appareil à partir de courants de turbidité et de suspensions dans la masse d'eau.

- au *Würm 3*, en bas niveau marin, le modelé de l'éventail s'accuse sous l'action de courants de turbidité fréquents, chargés en éléments silteux, qui transitent dans les chenaux et qui édifient en bordure de ceux-ci des dépôts de débordement conséquents.

- Au *post-Würm 3*, la remontée du niveau marin crée, dans un premier temps, des écoulements gravitaires denses qui se déposent dans les chenaux sans édifier d'importants dépôts de débordement ; dans un deuxième temps, elle bloque l'alimentation dans le système Cap-Ferret, qui est alors "quiescent", tandis que le système Capbreton-Santander demeure encore actif. Le modelé du fond tend à s'atténuer.

- DEUXIÈME CHAPITRE -

LA SERIE DES GRES D'ANNOT :

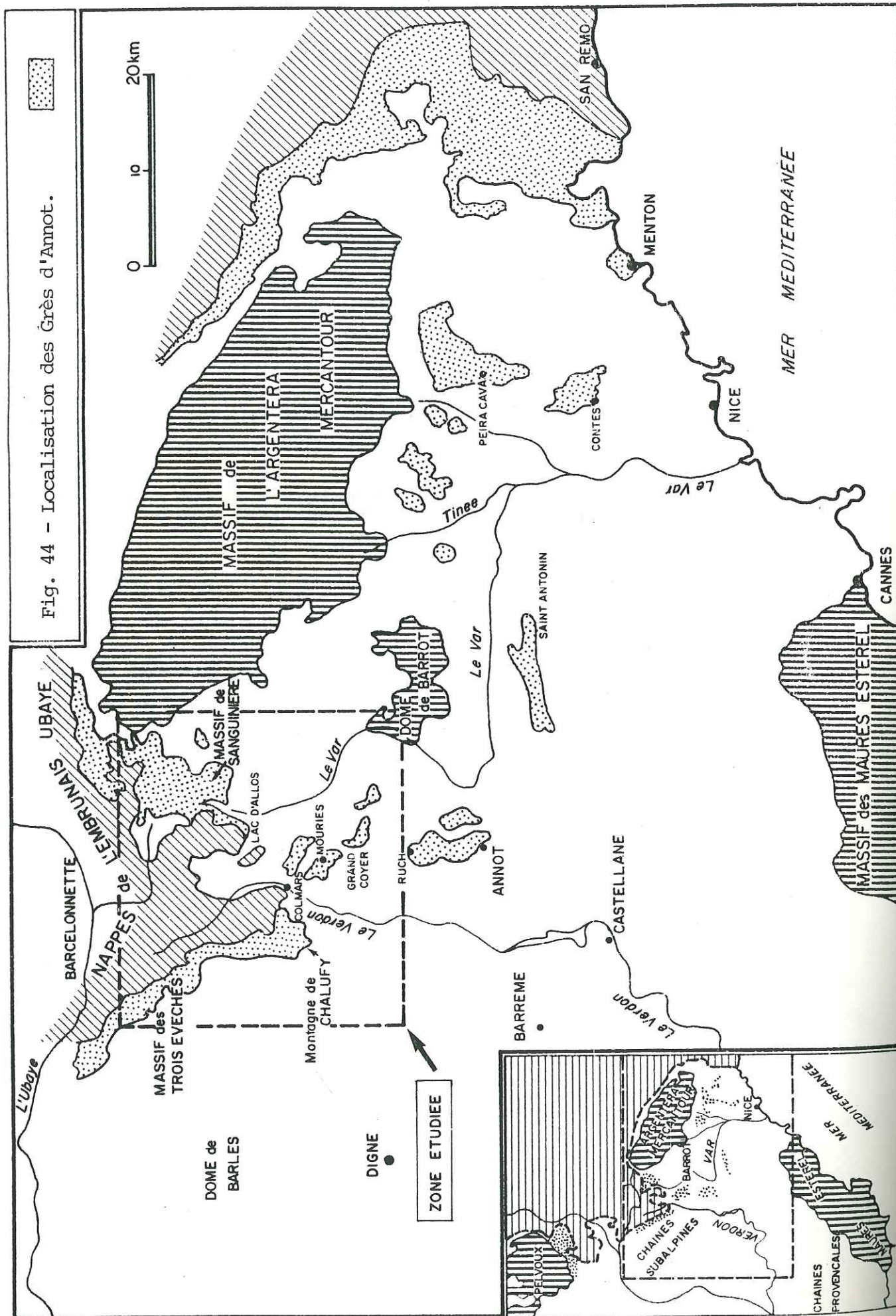
UN EXEMPLE DE SEDIMENTATION TURBIDITIQUE SABLEUSE.

Pour définir les modalités d'édification des appareils turbiditiques à prédominance sableuse, j'ai pris comme sujet d'étude la série des Grès d'Annot (fig. 44) constituée de turbidités gréseuses déposées au Nummulitique dans la mer péri-alpine.

1 - OBJECTIF DES RECHERCHES

Les différentes études réalisées sur les éventails subaquatiques, tant actuels que fossiles (cf. 1ère partie, ch. 3), soulignent l'influence prépondérante de la nature de l'alimentation terrigène sur l'organisation morphologique et faciologique de ces appareils détritiques. Aussi, bien que l'éventail du Cap-Ferret constitue l'objet principal de mon étude, il m'est apparu nécessaire de comparer ce modèle de sédimentation turbiditique à prédominance argilo-silteuse à des modèles de sédimentation à prédominance sableuse.

De plus, les modèles de sédimentation établis par l'analyse de séries turbiditiques grossières, flysch gréseux, en particulier le modèle de MUTTI (cf. p. 43), diffèrent notablement des modèles d'éventails actuels (modèle de NORMARK, par exemple).



Il importe donc :

- d'une part, de définir les différences entre les processus de mise en place des dépôts turbiditiques sableux et argilo-silteux, et de reconnaître les facteurs qui conditionnent, à la source, la nature des apports détritiques ;
- d'autre part, de distinguer ce qui, dans les différences entre les modèles actuels et fossiles, est lié à des méthodes d'approches particulières et ce qui découle d'un environnement de dépôt distinct.

Dans ce but, j'ai choisi comme élément de comparaison la série des Grès d'Annot, Alpes de Haute Provence (cf. annexe I). En effet, cette série appartient à un ensemble de dépôts turbiditiques gréseux mis en place à l'Eocène supérieur dans la mer péri-alpine (GRAS, 1840 ; BOUSSAC, 1912 ; MORET, 1954 ; LANTEAUME, 1962 ; CAMPREDON, 1977). La tectonique alpine a relativement peu déformé ces terrains qui, dégagés par l'érosion, constituent de remarquables affleurements. Cette série et les séries avoisinantes ont déjà fait l'objet d'études stratigraphiques et sédimentologiques, notamment les travaux de KUENEN et al. (1956, 1957), STANLEY (1961, 1975, 1980a et b), STANLEY et al. (1978), BOUMA (1962), LANTEAUME et al. (1967), BODELLE (1971). Ainsi leur analyse, principalement axée sur l'organisation géométrique des dépôts, a été facilitée.

Les Grès d'Annot sont considérés ici en tant qu'exemple de sédimentation turbiditique grossière, afin de définir plus particulièrement des critères de reconnaissance de celle-ci sur sections sismiques. En effet, dans le cadre de la recherche "off-shore" de réservoirs pétroliers, il est capital de pouvoir identifier, à partir de sondages en sismique-réflexion, des dépôts turbiditiques grossiers et de les différencier de dépôts turbiditiques argilo-silteux.

C'est dans cette optique, et sur l'initiative de l'Institut Français du Pétrole, qu'a été abordée cette recherche (CREMER et RAVENNE, 1981). Les résultats présentés découlent, outre de travaux antérieurs, d'études que j'ai menées en collaboration avec Ch. RAVENNE (I.F.P.), et en relation avec les élèves de l'Ecole Supérieure du Pétrole et des Moteurs (INGLIS et al., 1981).

Après avoir défini le cadre paléogéographique général dans lequel se sont déposés les Grès d'Annot, j'exposerai, à partir des observations de terrain, leurs caractères lithologiques et sédimentologiques ainsi que les processus dynamiques de leur mise en place.

J'analyserai ensuite les relations géométriques de ces dépôts avec les séries sous-jacentes, puis leur organisation interne.

Je tenterai enfin de situer les affleurements étudiés dans un modèle de sédimentation du type éventail subaquatique profond.

2 - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

2.1 - La série nummulitique.

La dénomination "Grès d'Annot" (GRAS, 1840), définissant le faciès des dépôts gréseux observé à Annot (Alpes de Haute Provence), a été étendu à l'ensemble des flyschs gréseux rencontrés dans les synclinaux nummulitiques (fig. 44) du domaine externe de la chaîne alpine (zone dauphinoise et ultra-dauphinoise). Au Nord de l'Embrunais-Ubaye, ce flysch correspond aux Grès du Champsaur, des Aiguilles d'Arves et de Taveyannaz.

Les Grès d'Annot (sens large) affleurent entre trois massifs granitiques : le Pelvoux au Nord, l'Argentera-Mercantour à l'Est et le massif des Maures-Estérel au Sud.

La série nummulitique repose en discordance sur du Crétacé supérieur déformé par les mouvements pyrénéo-provençaux. Elle comprend, de bas en haut, trois lithofaciès, calcaire, marne, grès (la Trilogie Priabonienne, MORET, 1954) qui mettent en évidence l'approfondissement à l'Eocène supérieur* de la mer péri-alpine (LANTEAUME, 1962 ; CAMPREDON, 1977 ; MOUGIN, 1978).

Le faciès calcaire (calcaire nummulitique) est constitué d'un calcaire bioclastique ou construit (polypiers et algues), comportant de nombreuses nummulites. A sa base s'observe un faciès conglomératique issu du remaniement, en milieu continental, du Crétacé supérieur (poudingue d'Argens) ou de brèches intraformationnelles.

Le faciès marneux (marnes bleues) est constitué de marnes schisteuses gris bleuté ; plus calcaires à la base, elles s'enrichissent en silt au sommet.

Le faciès gréseux qui correspond aux Grès d'Annot est défini par des séquences turbiditiques puissantes et grossières, ainsi que par des dépôts plus fins silto-argileux. Il forme, le plus souvent, le sommet de la série tronquée par l'érosion.

* La plupart des échantillons prélevés au cours de cette étude, datés par Carla MÜLLER, sont d'âge Eocène supérieur (NN 18-20). Seuls quelques échantillons dans la partie supérieure des grès atteignent l'Oligocène inférieur (NN 21).

Au contact des nappes de charriage (Nappes de l'Embrunais-Ubaye) qui recouvrent en partie ces grès, s'observe le faciès "schistes à blocs" (KERCKHOVE, 1969), sédimentation détritique à matrice argileuse brun foncé contenant des blocs de grès faciès Annot ou des blocs exotiques. Ce faciès peut être en continuité avec le faciès Grès d'Annot ou reposer en discordance d'érosion.

Vers l'Ouest et le Sud, la Trilogie Priabonienne, notablement réduite, passe latéralement à des faciès plus littoraux (région de Saint-Antonin, dôme de Barrême) ; elle est surmontée par les molasses rouges continentales de l'Oligocène.

Au Nord, dans la dépression structurale comprise entre le Pelvoux et l'Argentera, les Grès d'Annot sont recouverts par les nappes de charriage de l'Embrunais-Ubaye (flysch à helminthoïdes du Crétacé).

2.2 - Origine et lithofaciès des Grès d'Annot.

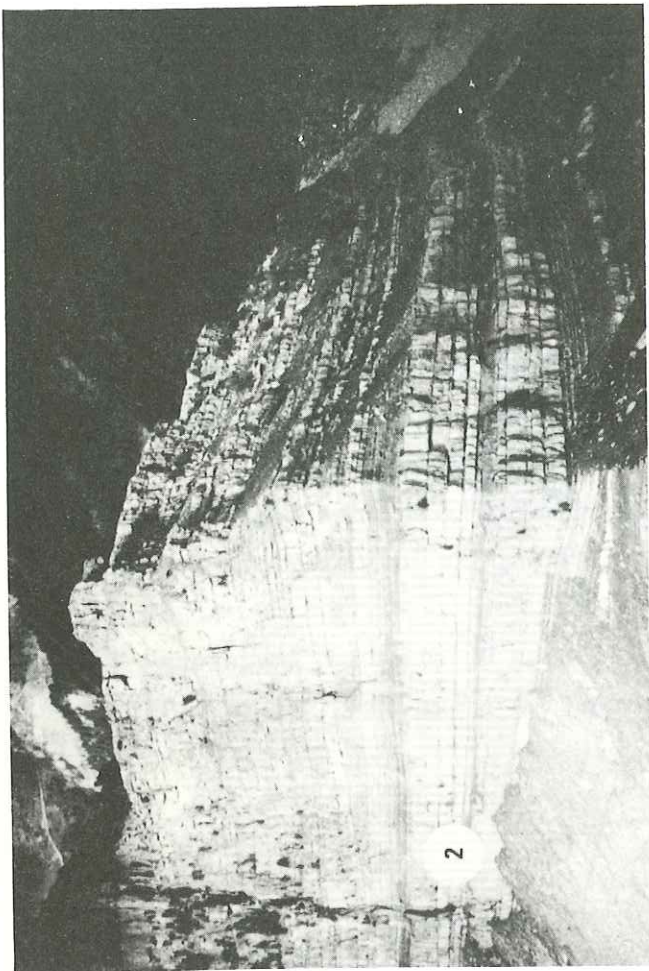
C'est à la suite des travaux de KUENEN et al. (1956-1957), GUBLER (1958), puis des travaux de STANLEY (1961) et BOUMA (1962), que la série des Grès d'Annot a été interprétée comme un ensemble d'épandages turbiditiques dont la source émettrice principale est le Massif des Maures-Estérel et non pas le Massif de l'Argentera-Mercantour.

A partir de ces différents travaux, LANTEAUME et al. (1967) proposent une reconstitution du bassin de sédimentation dans lequel ils reconnaissent plusieurs lithofaciès (fig. 45) s'organisant du Sud vers le Nord, c'est-à-dire en fonction de l'approfondissement du bassin.

- Au Sud, s'observe le faciès de *Saint-Antonin* (BODELLE, 1971 ; STANLEY, 1961, 1980b) constitué de sédiments détritiques grossiers qui, vers le sommet, comportent des niveaux conglomératiques très frustes, avec des apports de matériel volcanique. D'après STANLEY (1980b), ces dépôts auraient été mis en place sur une marge continentale très étroite sous une forme similaire à des "alluvial fans" en période d'instabilité tectonique.

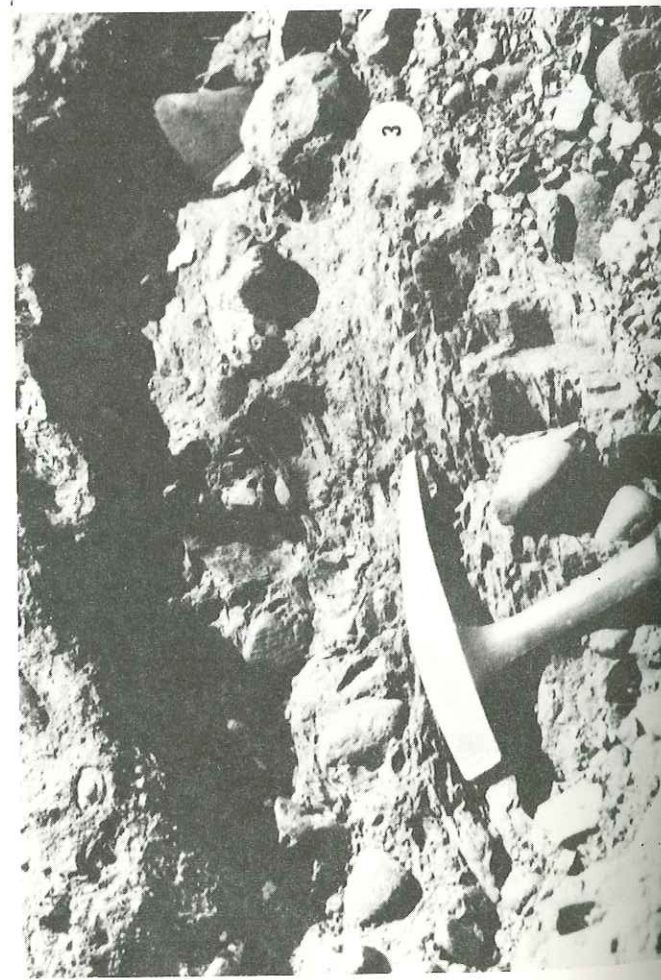
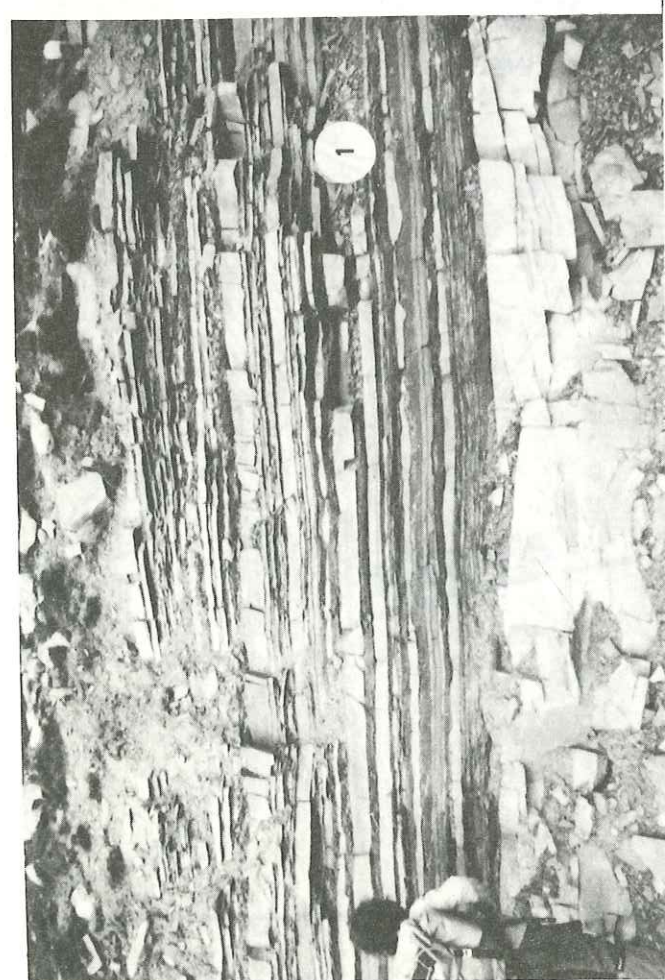
- Plus au Nord, les affleurements de *Menton, de Contes et d'Annot* (STANLEY, 1961, 1975, 1980a) sont constitués presque exclusivement de grès en bancs très massifs avec des traces de glissement ; ils sont considérés comme des dépôts d'axe de canyons en bas de la pente continentale.

- Encore plus au Nord, les dépôts se présentent sous un faciès flysch plus typique (turbidites en bancs plus continus).



- 1 - Niveaux argilo-gréseux : turbidites Tce, Tde.
- 2 - Grès massifs : turbidites tronquées Ta, Tb et turbidites de haute densité (cf. fig. 47).
- 3 - Paraconglomérat à matrice argileuse : coulée boueuse.

Fig. 46 - Principaux types de dépôts reconnus.



3 - LITHOLOGIE ET MODE DE MISE EN PLACE DES DEPOTS

Dans la mesure où les affleurements étudiés ont déjà fait l'objet d'analyses à caractère sédimentologique (STANLEY, 1961), j'exposerai brièvement les observations faites à l'échelle du banc sur la lithologie et la structure des dépôts, pour insister sur l'analyse des relations géométriques existant entre les principaux types de dépôts.

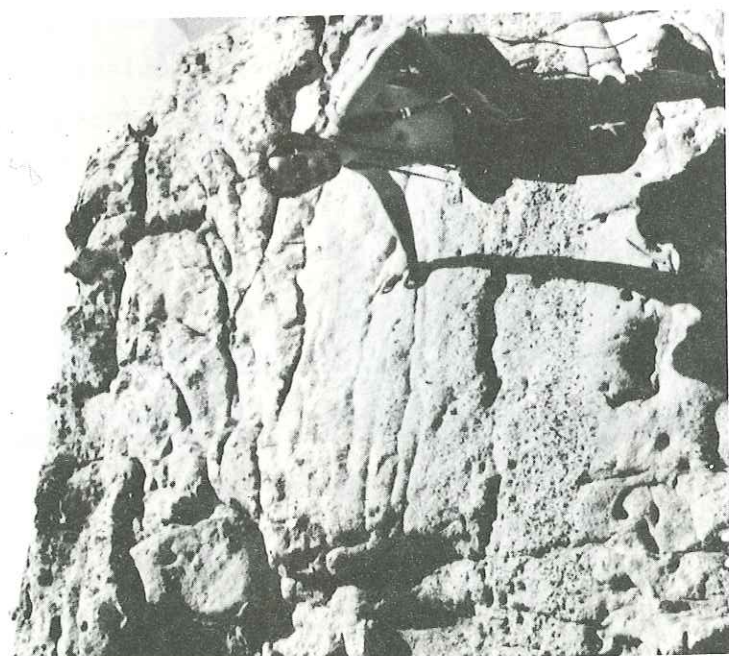
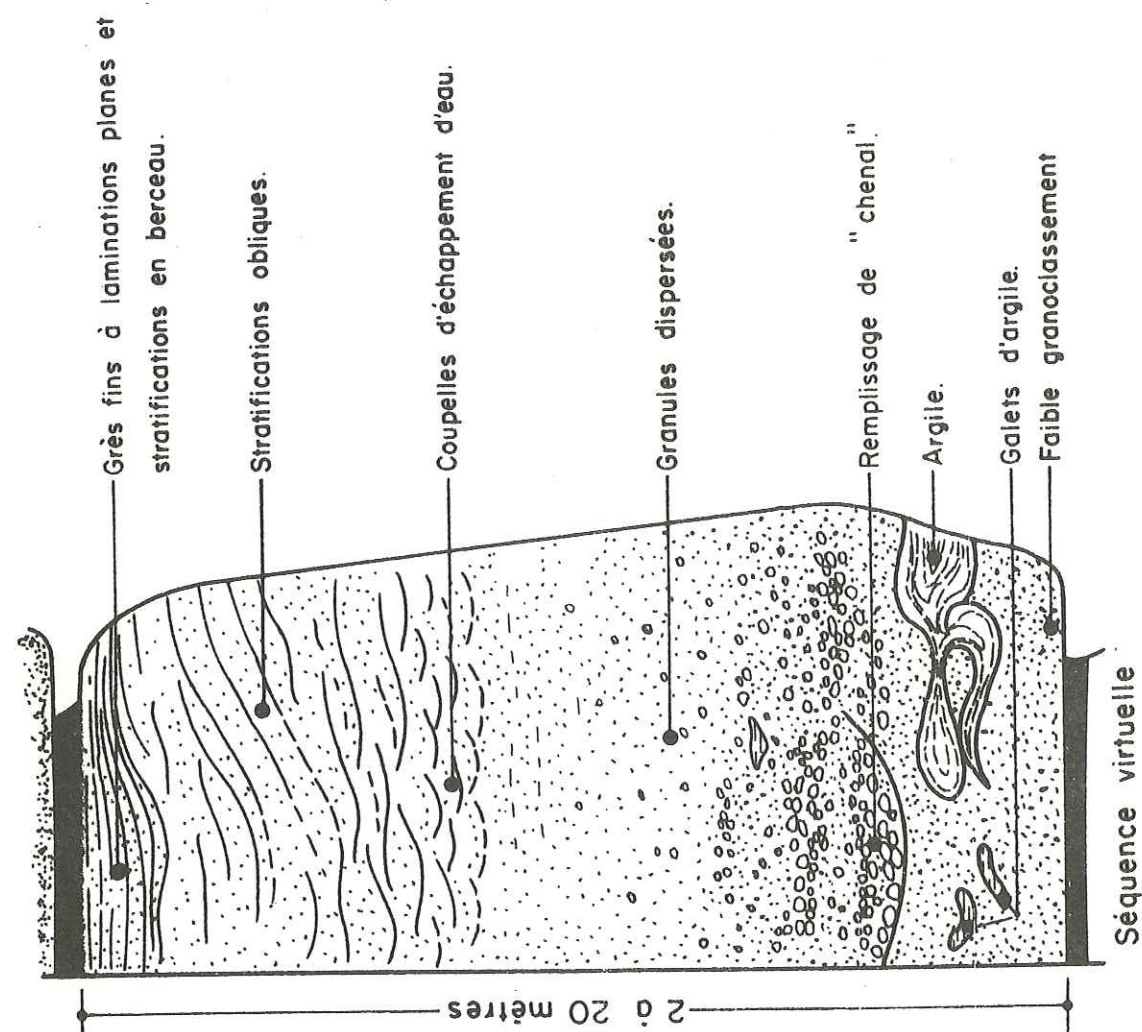
Dans la région considérée, la série des Grès d'Annot est constituée d'un empilement de bancs gréseux (grès fins à micro-conglomérats) séparés par des intervalles silto-argileux. Suivant l'épaisseur des bancs et la taille des éléments constitutifs - ces deux paramètres étant le plus souvent liés - j'ai distingué quatre principaux types de dépôts qui reflètent des processus de mise en place distincts (fig. 46).

3.1 - Les niveaux argilo-gréseux : "turbidites classiques Tbe Tce".

Ces niveaux se distinguent par l'aspect régulier et continu (tout au moins dans les limites de l'affleurement) de bancs de grès fins alternant avec des silts argileux. Les bancs gréseux, d'épaisseur centimétrique, présentent des laminations planes, obliques et des convolutées ; ceux d'épaisseur décimétrique, ont des laminations planes plus développées. Suivant l'épaisseur des bancs gréseux et des intervalles argilo-silteux, ces niveaux se manifestent sous l'aspect soit d'assises essentiellement silto-argileuses comportant de minces bancs gréseux, soit d'assises gréseuses dont les bancs gréseux plus épais sont séparés par des interbancs plus réduits. Il s'agit de turbidites du type Tbe et Tce. Ces dépôts, qui peuvent être décrits par la succession de séquence de BOUMA, se rattachent au faciès D de MUTTI et RICCI LUCCHI (1975).

3.2 - Les grès homogènes : "turbidites tronquées Ta Tab".

Ces grès se distinguent des niveaux précédemment décrits par une épaisseur des bancs plus importante, décimétrique à métrique, une granulométrie plus grossière et un faible développement des structures internes. La base des bancs peut être plus ou moins ondulée ("groove cast") alors que le toit est toujours horizontal. Seuls les éléments les plus grossiers sont granoclassés.



(Massif des Trois Evêchés)

Fig. 47 - Les grès hétérogènes : turbidites sableuses de haute densité.

Ces grès peuvent être séparés par des lits argilo-gréseux ou reposer directement les uns sur les autres.

A l'échelle de l'affleurement, ces bancs apparaissent très continus, subisopaques et non chenalisés. L'ensemble des caractères les rapproche du faciès C1 de MUTTI et RICCI-LUCCHI (1975).

L'aspect homogène des dépôts, l'absence ou la rareté d'éléments très grossiers, la présence d'un faible granoclassement conduisent à les interpréter comme des turbidites dans lesquelles l'intervalle "a" représente l'essentiel du dépôt ("coarser truncated turbidites" Ta, Tab).

3.3 - Les grès hétérogènes : "turbidites sableuses de haute densité".

Par opposition aux dépôts déjà définis, caractérisés par des bancs réguliers et continus, les "grès hétérogènes" forment des assises massives, sans interlits argileux, dont les épaisseurs ou les structures internes peuvent varier latéralement sur quelques mètres.

Bien que présentant plusieurs types d'organisation, ces assises gréseuses massives, de 5 à 30 mètres d'épaisseur, sont généralement composées d'une ou plusieurs séquences, de plusieurs termes chacune (fig. 47).

- La séquence qui repose le plus souvent en contact normal sur le niveau sous-jacent débute par des grès assez homogènes faiblement granoclassés qui passent soit à des grès à galets argileux, soit directement à des grès à granules (fragments de roches cristallines, de 0,5 à 3 cm de diamètre).

Localement, les lithoclastes argileux prennent un développement important et renferment alors des fragments gréseux.

- Les grès à granules sont faiblement organisés ; par endroit, leur base est très nette, en forme de chenal de faible amplitude (décimétrique, plus rarement métrique) ; mais le plus souvent, malgré l'apparition brutale des granules, cette base forme une surface très irrégulière difficile à suivre latéralement, les granules pouvant disparaître sur quelques mètres. Au sein de ces niveaux, la taille des granules diminue vers le haut, mais très souvent s'observent des récurrences plus grossières sous forme de lits plans ou de lentilles convexes vers le bas.

- Par disparition des éléments les plus grossiers, les grès à granules passent progressivement à des grès homogènes qui, dans leur partie supérieure, présentent des structures concaves vers le haut s'apparentant à des figures d'échappement d'eau ("dish structure").

- Ces niveaux qui comportent encore quelques granules ou galets d'argile épars sont surmontés de grès plus fins à laminations généralement planes qui forment le toit de la séquence.

Entre les grès à "dish structure" et les grès à laminations planes, on observe assez souvent des figures, mises en relief par l'altération, qui semblent intermédiaires entre des coupelles de large dimension (décimétrique) et une ébauche de stratification oblique. Localement, les grès fins supérieurs ont des stratifications en berceau ; plus rarement, des formes de stratification oblique en configuration de progradation se manifestent au niveau des grès grossiers.

Cette séquence, qui présente un faciès intermédiaire entre le faciès A1 et B1 de MUTTI et RICCI-LUCCHI (1975), ne peut être décrite en faisant référence à la séquence turbiditique de BOUMA.

Au contraire, la présence d'éléments grossiers, de clastes argileux ou de structures proches des figures d'échappement d'eau conduit à l'interpréter comme représentative de "debris flow" ou de "fluidized flow". Elle est toutefois très proche de la séquence décrite par LOWE (1982) (cf. p.22) laquelle résulte d'un courant de turbidité sableux de haute densité : les niveaux à granules correspondent à des dépôts par traction sur le fond ; les grès homogènes à structure en coupelle sont issus du dépôt rapide de sable en suspension ; les niveaux supérieurs à laminations planes ou obliques proviennent de dépôts avec traction sur le fond après diminution de la densité de l'écoulement.

Par rapport à la séquence définie par LOWE, il faut rajouter les grès à clastes argileux qui correspondraient à des arrachements en amont. J'interprète le fait que la séquence débute souvent sans trace d'érosion comme étant dû au soulèvement de la tête du courant de turbidité (cf. p. 17), les phénomènes d'érosion s'effectuant au niveau du corps de celui-ci.

Cette interprétation du mode de mise en place par courant de turbidité de haute densité plutôt qu'à partir de "debris flow" ou de "fluidized flow" permet de mettre en évidence un lien génétique étroit entre les trois faciès précédemment définis. Ceux-ci caractérisent des dépôts de plus en plus proches de la source ou mis en place par des courants de turbidité de densité croissante.

3.4 - Les paraconglomérats à matrice argileuse : "coulées boueuses".

Sur l'ensemble du domaine étudié (INGLIS et al., 1981) ont été reconnus deux niveaux à conglomérat d'une épaisseur relativement constante (5 à 10 m). Ces horizons sont constitués d'argiles silteuses noires qui emballent des galets roulés polygéniques (roches vertes, rhyolites, granites), des lithoclastes d'argiles et de grès d'Annot, ceux-ci pouvant atteindre plusieurs mètres de diamètre. Ces niveaux très peu structurés peuvent latéralement devenir uniquement argileux. Leur base, bien qu'ondulée, ne définit pas une nette surface d'érosion.

Par rapport aux autres faciès, ces paraconglomérats présentent un mode de dépôt bien distinct. Il s'agit de coulées boueuses visqueuses (faciès A2, MUTTI et RICCI-LUCCHI, 1975).

Du fait de la grande extension latérale de ces niveaux, correspondant chacun à une seule coulée gravitaire, il faut envisager la déstabilisation d'un grand volume de sédiments sur un talus continental directement alimenté en matériaux très grossiers (delta actuel du Var, par exemple).

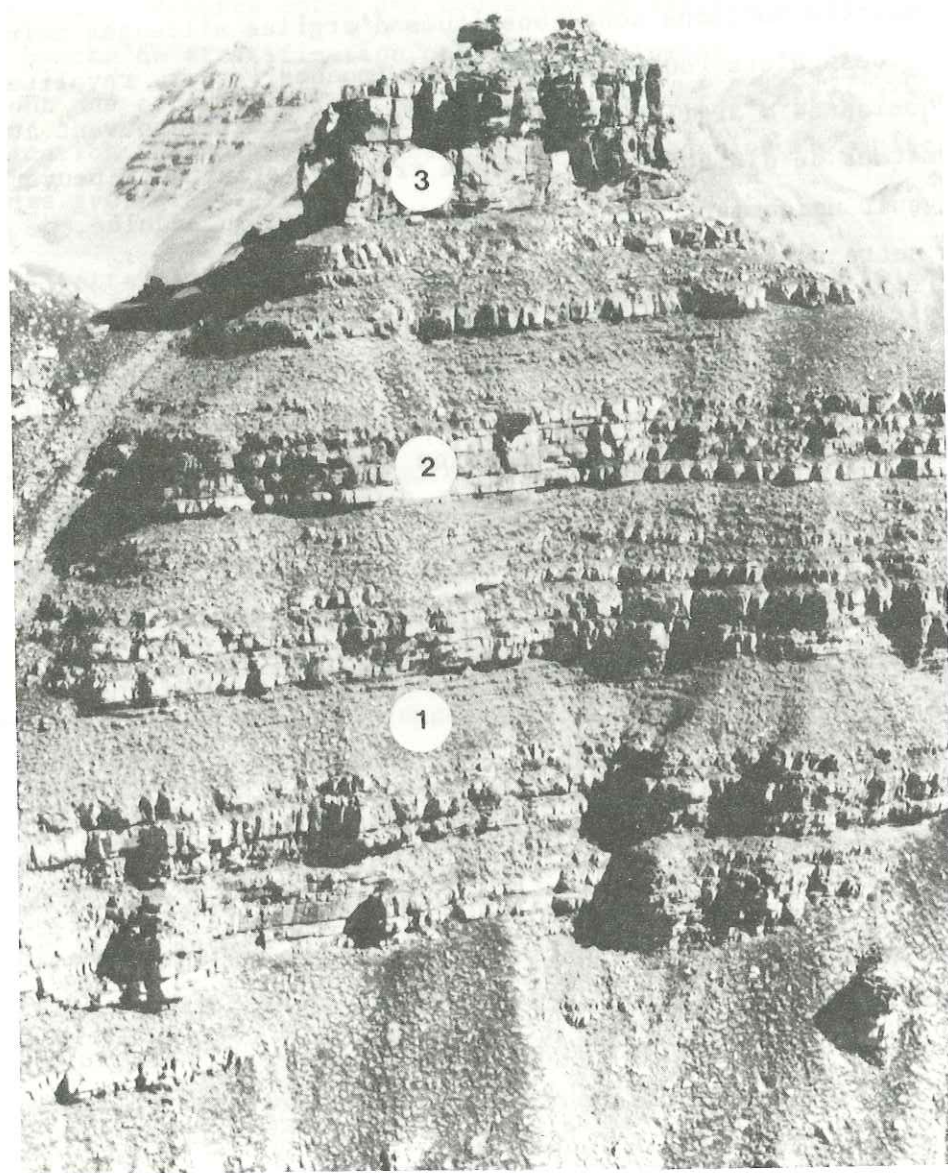


Fig. 48 - Aspect général des Grès d'Annot.

Alternances de niveaux argilo-gréseux (1) et d'assises gréseuses (grès homogènes (2) et hétérogènes (3)).

4 - ORGANISATION DES DEPOTS

La série des Grès d'Annot se présente au premier abord comme une succession de bancs gréseux continus, parallèles et d'épaisseur variable (fig. 48). Dans le détail, leur agencement est beaucoup plus complexe.

J'exposerai, tout d'abord, les relations géométriques entre la série des Grès d'Annot et les Marnes bleues, puis les observations faites sur l'organisation des dépôts au sein de la série.

4.1 - Relations avec les Marnes bleues.

Le contact entre les marnes bleues sous-jacentes et la série des Grès d'Annot est souvent oblitéré par des éboulis. Quand il est visible, ce contact peut être normal, on observe alors simplement l'apparition progressive de bancs gréseux, mais le plus souvent, il est marqué par une discordance angulaire entre ces deux formations.

4.1.1 - Etude du contact Marnes bleues - Grès d'Annot au Sud du Massif des Trois Evêchés.

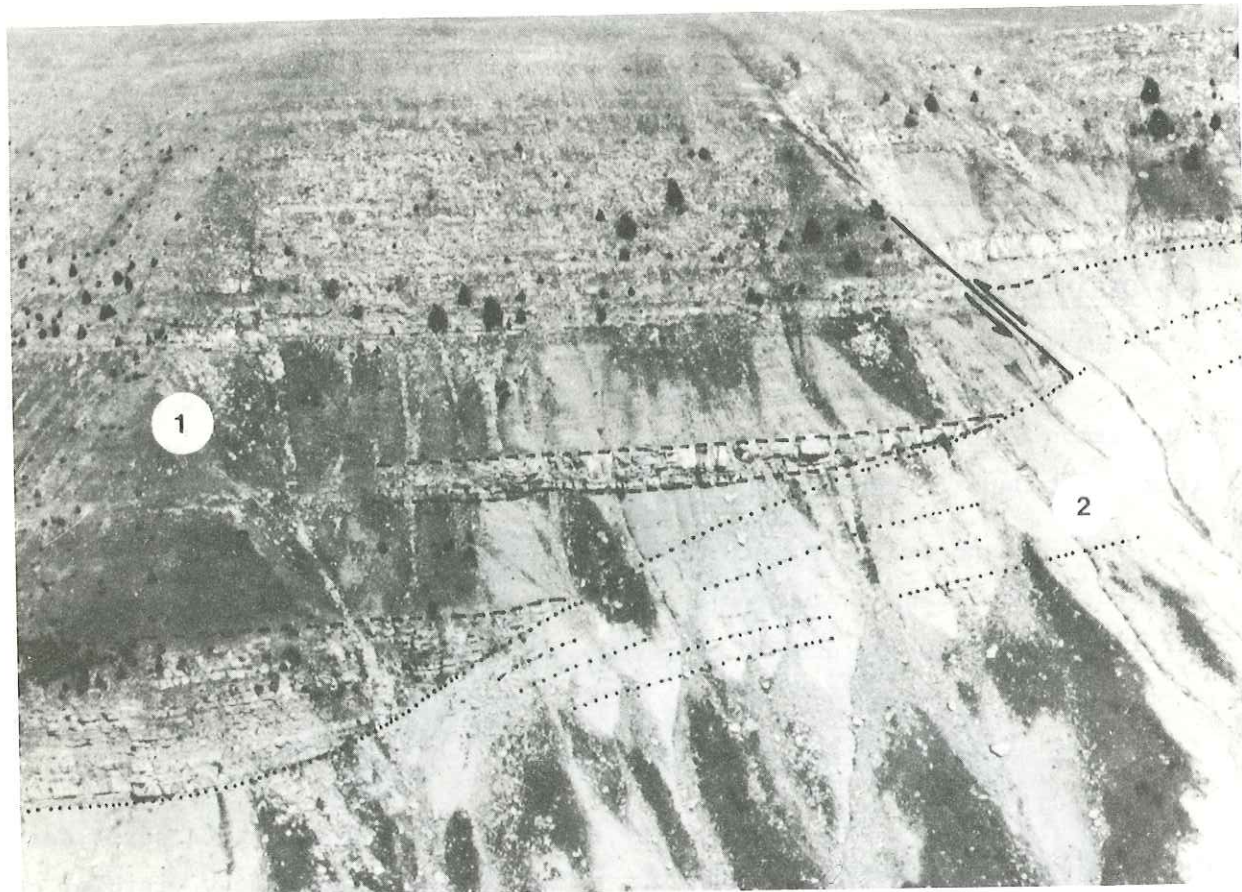
Le Sud du Massif des Trois Evêchés (fig. 49) constitue un remarquable affleurement où la discordance entre les Marnes bleues et les Grès d'Annot qui peut atteindre 30 % est bien observable (CREMER et RAVENNE, 1981).

Observations :

La figure 50 illustre ce contact tel qu'on le voit sous la Montagne de Chalufy (fig. 49a).

Les Marnes bleues, au contact des grès, ont un pendage apparent vers le Nord ; il devient subhorizontal quand on s'éloigne du contact. Cette variation s'effectue par l'intermédiaire de plusieurs discordances dans les Marnes bleues.

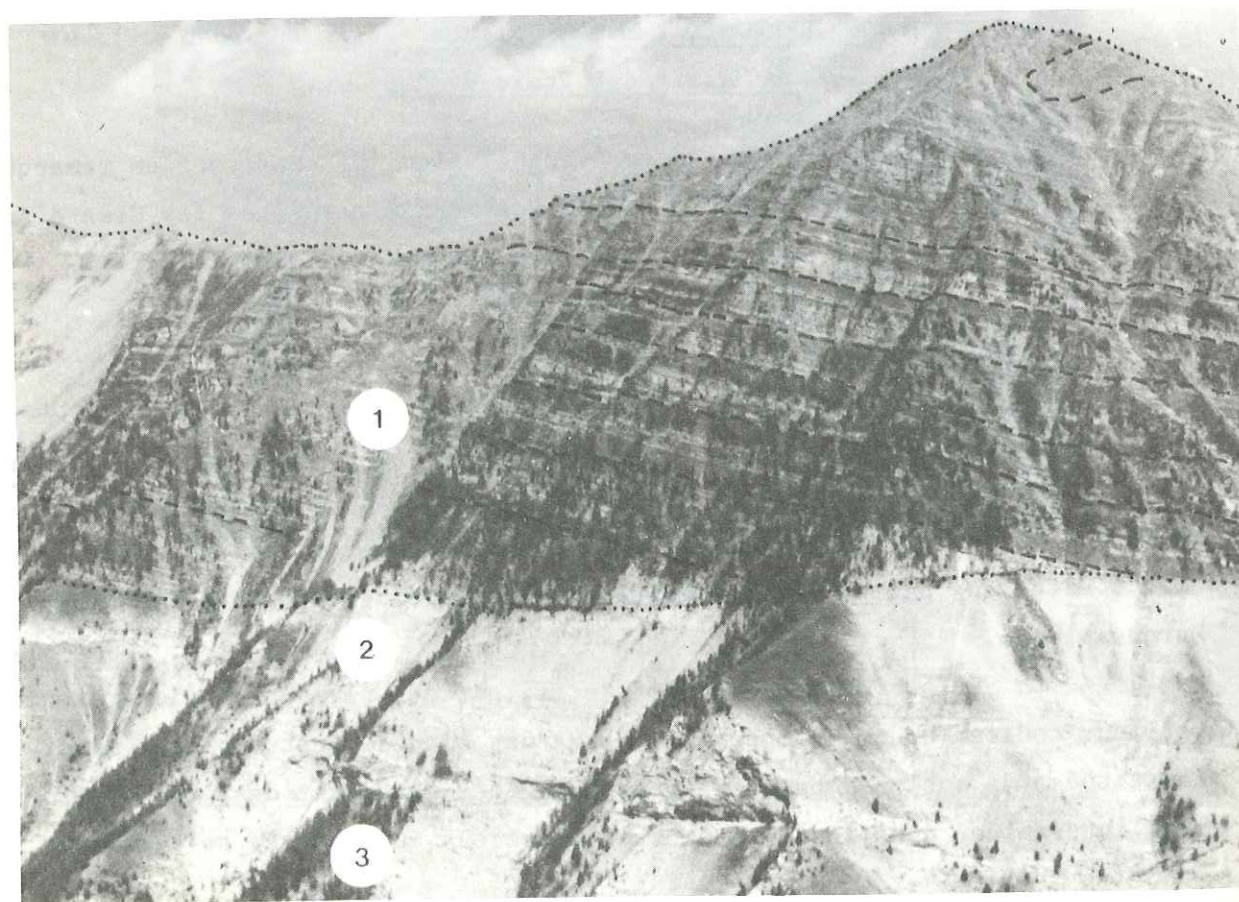
La Série gréseuse est dominée ici par des niveaux argilo-gréseux qui, par leur couleur brune, s'opposent aux Marnes bleues. Quatre barres massives, constituées de quelques bancs de grès homogènes encadrant des grès hétérogènes, sont intercalées dans les niveaux argilo-gréseux. Ces barres se terminent



(a)

Montagne de Chalufy

Tête Noire



(b)

Fig. 49 - Contact en "onlap" des Grès d'Annot (1) sur les Marnes bleues (2).
(3 : Crétacé).

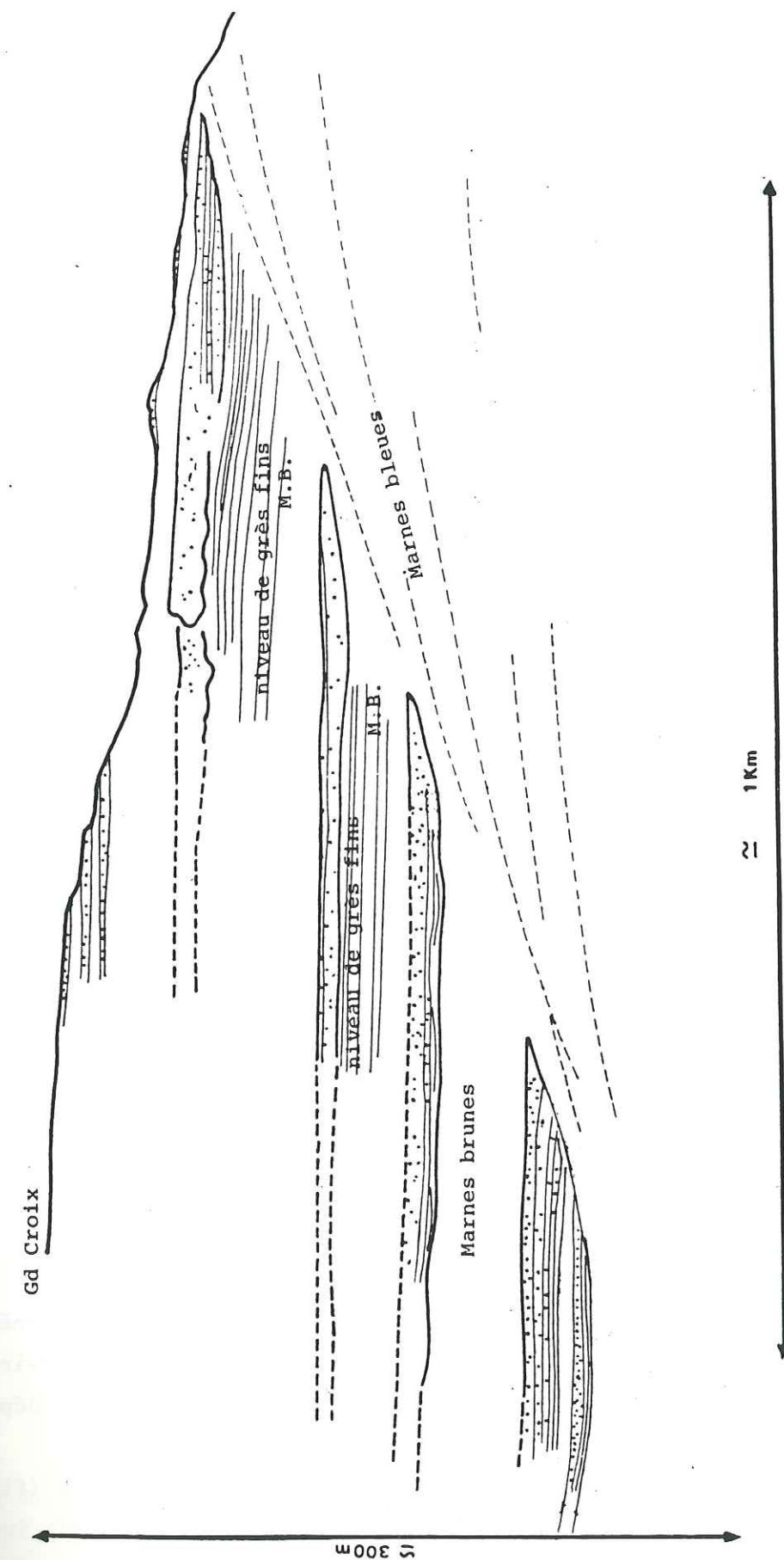


Fig. 50 - Terminaison des strates au Sud de la Montagne de Chalufy.

brutalement en biseau contre les Marnes bleues. Ce biseautage, qui entraîne la disparition en quelques mètres de bancs métriques, s'effectue par la base des bancs, le toit restant subhorizontal.

Aucune trace d'érosion importante n'apparaît au niveau de la surface de discordance et l'on peut observer que les bancs gréseux les plus minces disparaissent aussi à ce contact.

Quand on se déplace vers le Nord (fig. 49b), la discordance est toujours aussi nette, mais plus horizontale, et c'est la série gréseuse qui pend vers le Sud.

Interprétation :

La géométrie des dépôts et la terminaison sur un même plan des bancs les plus minces comme des bancs les plus épais permettent d'éliminer l'hypothèse d'une équivalence latérale entre les Grès d'Annot et les Marnes bleues.

Ces terminaisons des bancs gréseux peuvent être interprétées :

- soit comme des terminaisons en "onlap"* qui caractérisent un dépôt de remplissage, donc un développement vertical de la série,
- soit comme des terminaisons en "downlap"* qui caractérisent une série progradante, donc un développement latéral.

Or, on note :

- une allure subparallèle des bancs gréseux (pas de clinoforme),
- la terminaison sur un même plan des barres massives et des termes plus fins,
- des directions de paléocourants ("groove cast") perpendiculaires à celles des terminaisons.

Ces observations montrent bien que les grès constituent un remplissage en "onlap" d'une paléotopographie définie au toit des Marnes bleues.

Dans le secteur nord du Massif des Trois Evêchés, le pendage, vers le Sud, est dû au basculement de la série postérieurement à son dépôt.

4.1.2 - Généralisation à l'ensemble de la zone étudiée.

Ce contact par discordance en "onlap" semble pouvoir se généraliser à l'ensemble de la formation des Grès d'Annot (Annot sens strict, Peira Cava). Il implique l'existence de paléoreliefs assez marqués au moment du dépôt des grès.

Dans le secteur étudié, l'analyse des cartes d'isopaques (fig. 51) du calcaire nummulitique et des Marnes bleues (INGLIS et al., 1981), indique que le dépôt du calcaire nummulitique s'est effectué suivant des paléostructures

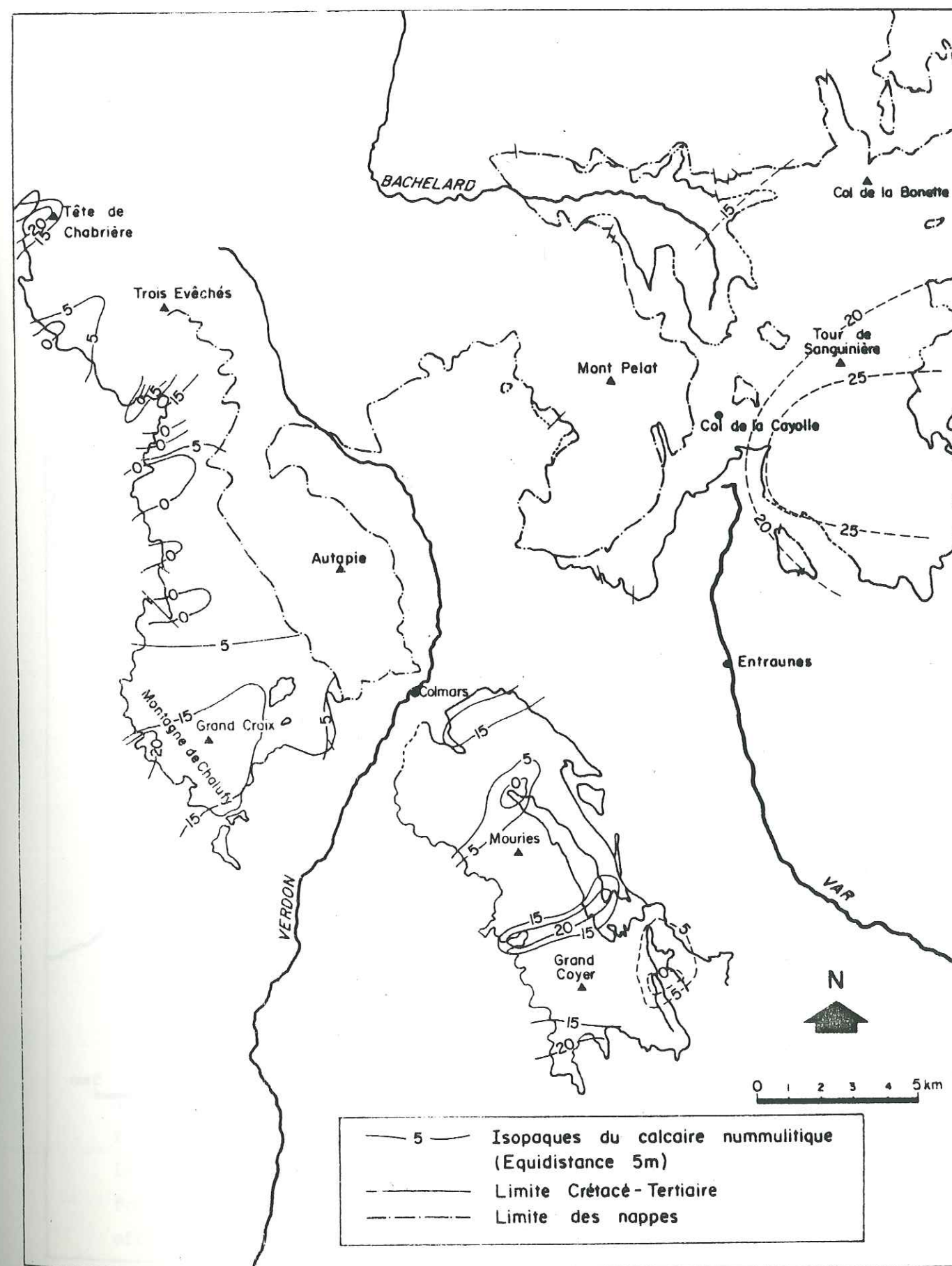


Fig. 51a - Carte des isopaques du calcaire nummulitique (d'après INGLIS et al., 1981).

* Définition page 184.

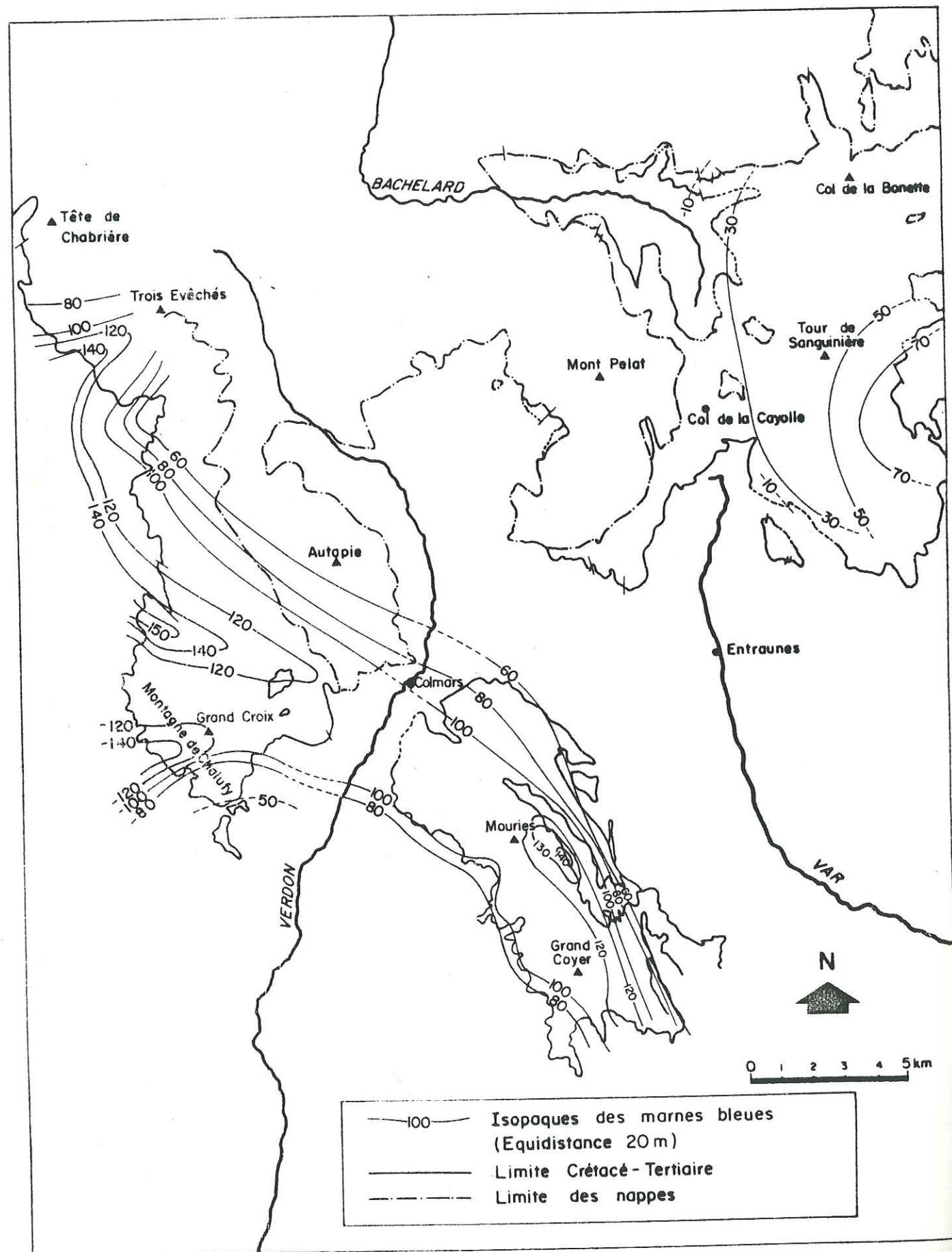


Fig. 51b - Carte des isopaques des Marnes bleues (d'après INGLIS et al., 1981).

est-ouest et qu'inversement les Marnes bleues présentent des épaisissements suivant des directions perpendiculaires aux premières. De plus, aux axes d'épaissement des Marnes bleues correspondent, autant que l'on puisse en juger du fait de l'érosion ultérieure, les fortes épaisseurs des Grès d'Annot.

Ainsi, après la sédimentation bioclastique des calcaires nummulitiques, des dépressions allongées s'individualisent dans lesquelles se déposent les Marnes bleues, épaisses surtout dans l'axe des fosses mais drapant aussi les paléoreliefs. Enfin, la formation détritique des Grès d'Annot constitue des remplissages en "onlap" de ces dépressions.

Contrôle tectonique de la sédimentation :

Dans le synclinal d'Annot, on peut mettre en évidence le rôle important des failles synsédimentaires (reconnues aussi plus au Nord) dans la répartition des dépôts (BEAUDOIN et al., 1975).

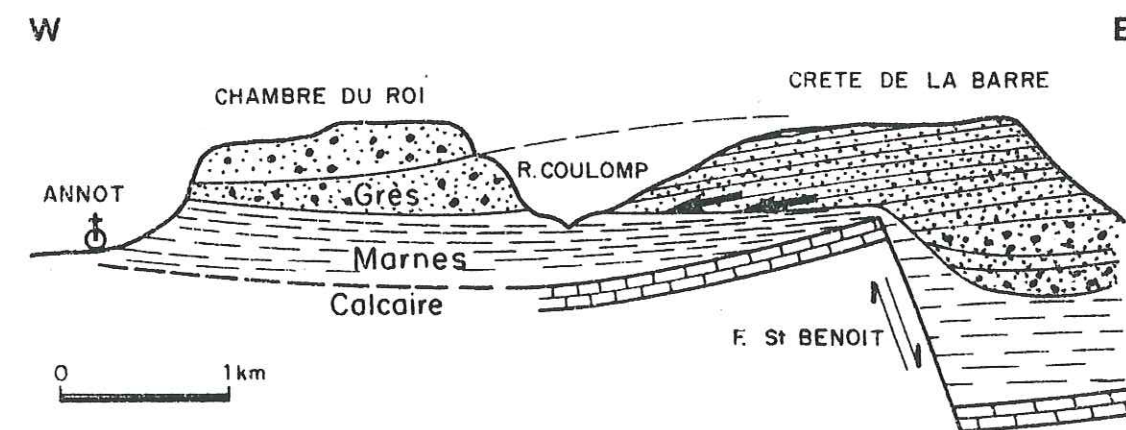


Fig. 52 - Coupe schématique dans le synclinal d'Annot.

Sur une coupe transversale (fig. 52), on note une brutale variation de l'épaisseur des Marnes bleues (≈ 10 m à 200 m) de part et d'autre de la faille de Saint-Benoît, de direction Nord Nord-Est - Sud Sud-Ouest. Celle-ci interrompt la "barre calcaire" mais ne semble pas affecter le sommet de la formation des Grès d'Annot (Crête de la Barre). Dans le compartiment est, affaissé, se remarquent deux assises gréseuses épaisses d'aspect lenticulaire ; au-dessus, les bancs sont moins massifs et viennent recouvrir en "onlap" le compartiment surélevé à l'Ouest.

Bien que la vallée du Coulomp limite les possibilités de corrélation, il semble (BERTRAND, 1977) que les dépôts de la "Crête de la Barre" ne correspondent qu'à la partie inférieure des grès de l'affleurement de la "Chambre du Roi".

Cette géométrie des dépôts montre que la faille de Saint-Benoît a joué au cours de la sédimentation des Marnes bleues. Par la suite, les premiers niveaux de grès se sont installés dans le compartiment affaissé ; quand cette dépression a été comblée, l'axe de dépôt, caractérisé par des bancs plus épais, s'est déplacé vers l'Ouest.

Pour conclure, la discordance de la série gréseuse sur les Marnes bleues souligne un mode de dépôt différent pour ces deux formations.

Les Marnes bleues, mises en place essentiellement à partir de sédiments fins en suspension, sont susceptibles de former, du fait d'un pouvoir de cohésion élevé, des pentes de dépôt assez fortes. En effet, on observe des discordances internes, des glissements de pente et des "foresets" de progradation qui permettent de les assimiler, pour partie, à des dépôts de talus.

Les Grès d'Annot sont mis en place à partir de courants de turbidité de haute densité se déplaçant selon les axes des paléodépressions laissées au toit des Marnes bleues. La terminaison des strates au contact des Marnes bleues montre que ces courants de turbidité sont incapables de former des dépôts de pente ; on n'observe, en effet, aucun drapage des paléopentes, même dans la continuité des bancs les plus minces. De plus, la mise en place des grès n'entraîne pas l'érosion des marnes sous-jacentes.

Ces observations impliquent donc que les courants de turbidité ayant édifié la série gréseuse sont, d'une part, trop peu développés en hauteur pour engendrer des dépôts de pente et se caractérisent, d'autre part, par un faible pouvoir d'érosion malgré une taille élevée des particules.

La série des Grès d'Annot constitue donc bien, dans le secteur étudié, un dépôt de remplissage en "onlap".

4.2 - Organisation interne de la série des Grès d'Annot.

Dans la région étudiée, cette série turbiditique se présente sous l'aspect général de dépôts subhorizontaux ou monoclinaux constitués par l'empilement de strates continues d'épaisseur variable. Toutefois, dans le détail, on constate d'une part l'existence de dépôts lenticulaires, d'autre part une

tendance à l'organisation séquentielle des strates. Ainsi, si le caractère dominant des Grès d'Annot réside dans un dépôt de remplissage subhorizontal de paléodépressions, il apparaît une organisation interne qu'il convient d'analyser et d'interpréter.

4.2.1 - Evolution latérale.

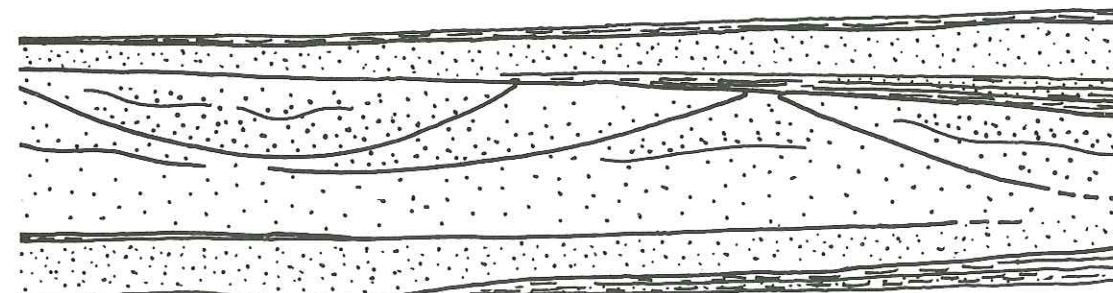
L'évolution latérale des dépôts peut être analysée soit à l'échelle du banc, par observations directes sur le terrain, soit à l'échelle de l'ensemble de la série, par comparaison des coupes verticales.

4.2.1.1 - Evolution latérale à l'échelle des bancs.

A l'échelle de l'affleurement, on constate qu'à la continuité et à la faible variation latérale d'épaisseur des niveaux argilo-gréseux, et généralement des bancs de grès homogènes, s'oppose l'aspect discontinu et lenticulaire des niveaux de grès hétérogènes.

Des chenaux de faible amplitude (décimétrique à métrique) existent au sein des séquences de dépôt des grès hétérogènes. Il s'agit soit de figures d'érosion-remplissage visibles dans les grès à granules, soit de chenaux formés au moment du dépôt de la partie supérieure de l'écoulement turbiditique et correspondant alors à des berceaux de stratification. Ces chenaux qui interrompent la continuité des strates n'intéressent qu'un écoulement turbiditique. Ils ne peuvent donc être considérés comme des chenaux de distribution.

Des chenaux de plus grande amplitude (fig. 53), atteignant une dizaine de mètres, ont été observés au sein des assises gréseuses massives et non pas isolés dans des niveaux argilo-gréseux.



Il s'agit le plus souvent de lentilles concaves vers le bas (schéma ci-dessus), dont la base est formée dans des grès massifs et dont le sommet se situe dans la continuité des dépôts latéraux. Ces lentilles sont constituées de sédiments de nature semblable aux dépôts adjacents.

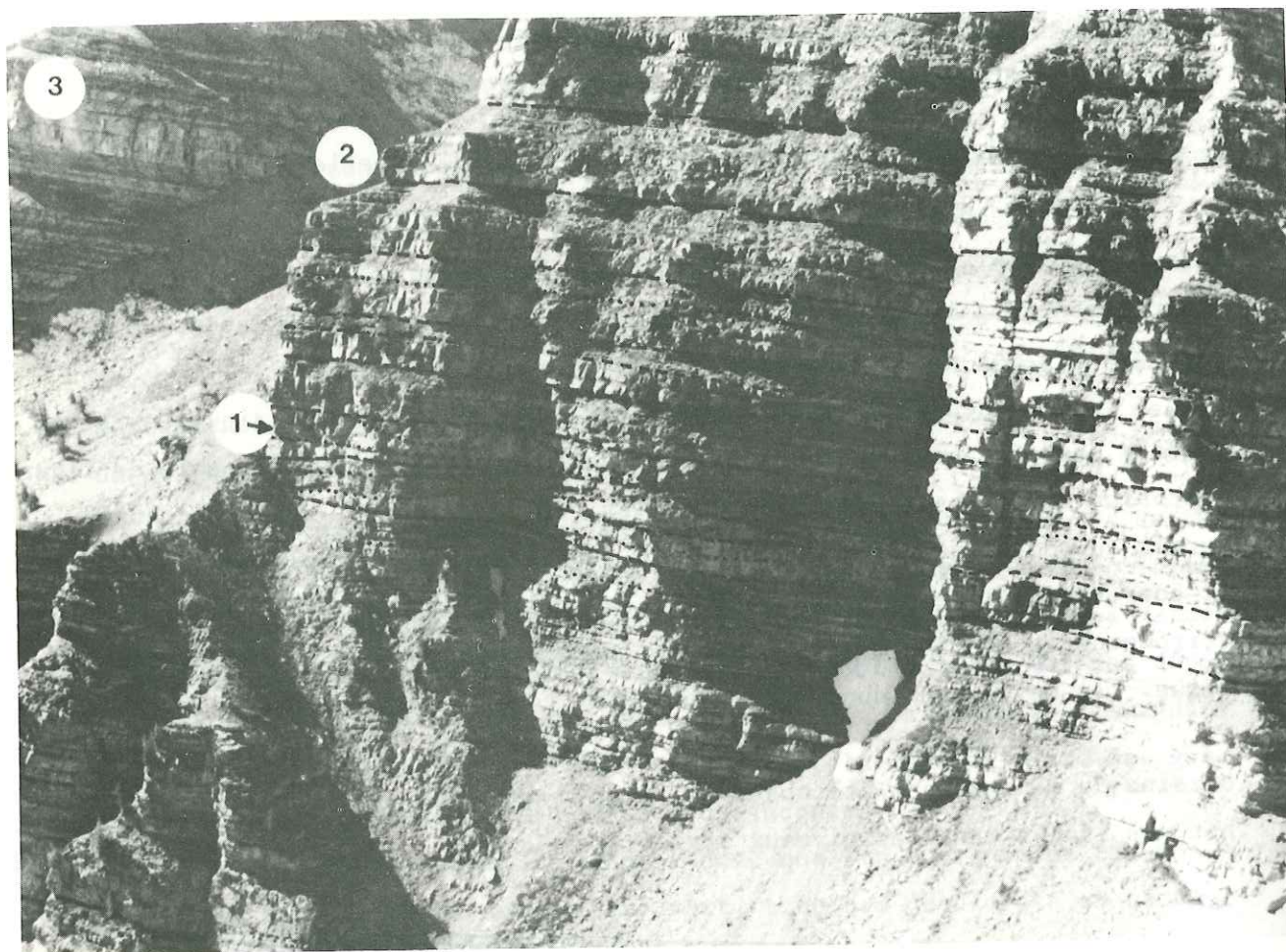


Fig. 53 - Aspect lenticulaire des bancs.

- (1) bancs lenticulaires et remplissage de "chenaux" éphémères ;
- (2) bancs plus réguliers, séquence positive ;
- (3) bancs réguliers dans la direction d'écoulement.

Ces caractères montrent que le remplissage de ces chenaux éphémères est contemporain de la mise en place de l'ensemble de l'assise gréseuse et non pas ultérieure (chenaux d'érosion remplis après leur abandon). Selon l'interprétation que l'on fait des plans de stratification - des arrêts de sédimentation entre deux coulées turbiditiques ou des fluctuations de l'énergie de transport au sein d'un même courant de turbidité - on est amené à considérer que ces formes de chenaux n'intéressent que quelques écoulements gravitaires ou qu'un seul dépôt par courant de turbidité.

On peut remarquer que les strates forment des lentilles très allongées (fig. 53) qui, à l'échelle d'un affleurement, donnent souvent une fausse impression de parallélisme. Ces variations latérales d'épaisseur des strates sont mises en évidence transversalement aux directions des paléocourants. Elles sont plus perceptibles dans les bancs les plus massifs. Ce sont des pincements progressifs ou des terminaisons par troncature d'érosion ou en "onlap" sur des strates plus inclinées. Ce dernier type de terminaison est le plus fréquent.

Cette organisation implique que les surfaces de dépôt successives sont accidentées, en particulier transversalement aux axes de transport, par des reliefs d'amplitude métrique à décamétrique. Toutefois, du fait de l'extension limitée des affleurements, il est malaisé d'établir avec précision la géométrie des bancs et des corps lenticulaires qu'ils définissent, bien que l'évolution latérale des dépôts suggère une continuité de sédimentation entre les assises de grès massifs et les assises argilo-gréseuses. Aussi, il est difficile de faire la part entre une topographie dont les reliefs sont formés par les grès massifs ("lobes") et une topographie dont les reliefs argilo-gréseux canalisent les dépôts de grès massifs ("remplissage").

4.2.1.2 - Evolution latérale d'ensemble.

L'analyse de l'évolution latérale d'ensemble des dépôts dans une même unité de temps ne peut se faire que sur de courtes distances. Car, d'une part les différents affleurements sont isolés par l'érosion ultérieure; d'autre part même au sein d'un affleurement assez continu, comme le Massif des Trois Evêchés, par le jeu des terminaisons des strates en "onlap", les dépôts au Nord et au Sud ne peuvent être considérés comme synchrones. Toutefois, on remarque, même sur de courtes distances, une évolution sensible de la lithologie des dépôts.

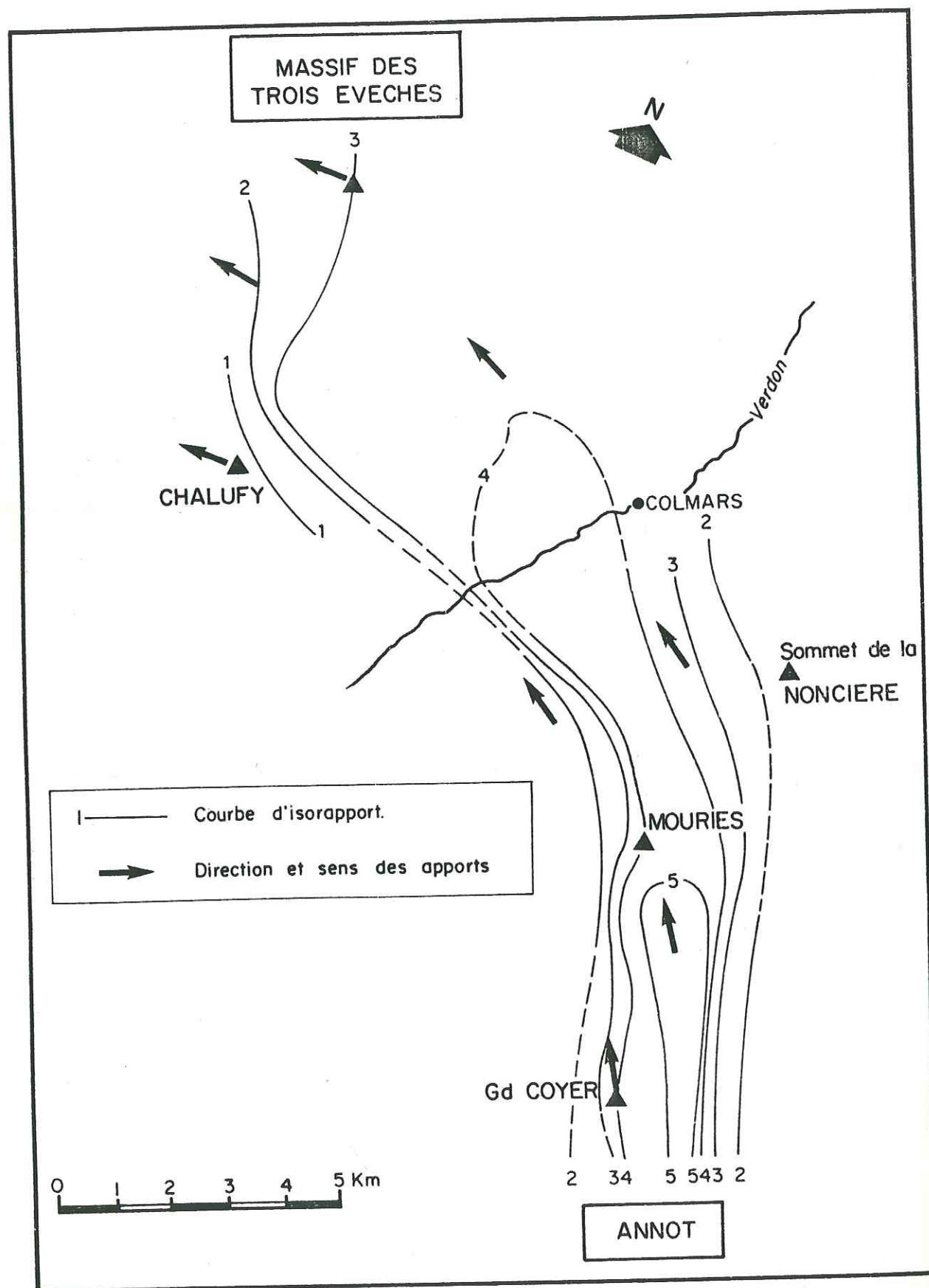


Fig. 54 - Direction des apports, rapport sable/argile, du Nord d'Annot au Sud du massif des Trois Evêchés (in INGLIS et al., 1981).

La figure 54 montre, par exemple, l'évolution du rapport sable/argile dans une unité de 200 à 300 m d'épaisseur reconnue dans les affleurements situés au Nord du stratotype d'Annot (Grand Coyer, Mouries), et au Sud du massif des Trois Evêchés (INGLIS et al., 1981). Cette unité qui repose directement sur les Marnes bleues a été dégagée plus au Nord par l'érosion.

On constate que le rapport sable/argile :

- diminue progressivement dans la direction d'écoulement des paléocourants et beaucoup plus brutalement perpendiculairement à celle-ci ;
- est plus élevé suivant les axes d'épaississement des marnes bleues et inversement décroît latéralement dans la direction des terminaisons en "onlap" (cf. fig. 52).

Cette évolution met donc nettement en relief une canalisation des écoulements turbiditiques dans l'axe des paléodépressions ;

- au centre, se déposent les bancs gréseux les plus épais, tandis que, latéralement, la série devient rapidement plus argilo-gréseuse par pincement et terminaison en "onlap" ;

- dans le sens de l'écoulement, l'évolution est plus lente mais traduit néanmoins un net amortissement de la capacité de transport des courants de turbidité d'amont en aval.

Cet exemple montre qu'à l'effet des irrégularités de la topographie du fond, lesquelles n'interfèrent que sur quelques écoulements gravitaires, s'ajoute celui d'une concentration des écoulements dans l'axe des paléodépressions et d'une atténuation d'amont en aval de l'énergie de transport, ceci entraînant une évolution latérale des dépôts sur l'ensemble de la série gréseuse.

4.2.2 - Evolution verticale .

L'analyse de l'évolution verticale des dépôts permet de mettre en évidence que la superposition des bancs d'épaisseur variable n'est pas aussi aléatoire qu'elle apparaît au premier abord et que l'on peut définir une tendance à l'organisation séquentielle des bancs (CREMER et RAVENNE, 1981).

Les observations de terrain ont conduit à définir une séquence de base (fig. 55) comprenant les différents faciès reconnus (à l'exception des paraconglomérats polygéniques) et composée par l'agencement de turbidites d'épaisseur croissante ("stratocroissance") ou décroissante ("stratodécroissance").

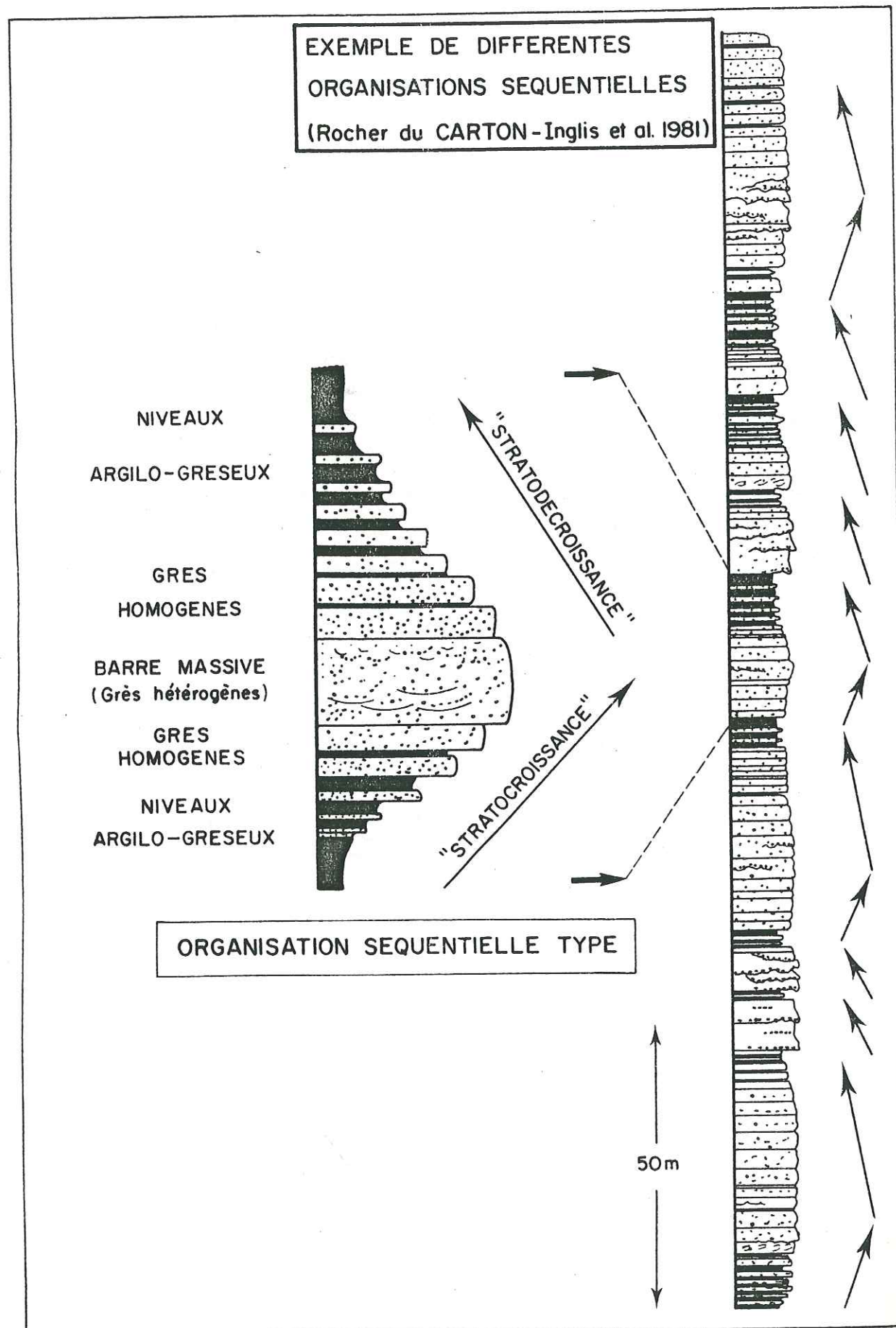


Fig. 55 - Organisation verticale des strates.
Définition de la séquence type.

Cette séquence que je qualifierai de 1er ordre est distincte des séquences de dépôt de chaque écoulement gravitaire et des séquences de 2ème et 3ème ordre (composées de plusieurs séquences de 1er ordre) qui permettent d'analyser une évolution des dépôts à l'échelle de l'affleurement et de l'ensemble de la série.

L'organisation séquentielle des dépôts étudiés peut être décrite en fonction de la séquence type suivante (fig. 55) :

- sa base se marque par l'apparition d'une stratocroissance des bancs de grès dans les niveaux argilo-gréseux, puis de bancs de grès homogènes séparés par des intervalles silto-argileux de plus en plus réduits ;
- ce premier ensemble est surmonté par une barre massive dont l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres ; celle-ci est constituée d'une ou plusieurs séquences de dépôt de grès hétérogènes mis en relief par la présence de chenaux éphémères et par des surfaces d'érosion locale ;

- sur la barre massive, repose une série stratodécroissante de grès homogènes puis de niveaux argilo-gréseux, la limite supérieure de la séquence étant définie par les minéraux argilo-silteux les plus épais.

Cette séquence traduit une évolution cyclique des dépôts depuis les niveaux argilo-gréseux jusqu'aux grès hétérogènes, puis des grès hétérogènes vers les niveaux argilo-gréseux.

Sur le terrain, on observe :

- des séquences incomplètes du fait de l'absence de la barre massive ou des niveaux argilo-gréseux ;
- des séquences dissymétriques du fait d'une stratocroissance ou stratodécroissance faiblement développées.

Sur l'ensemble des coupes levées, les séquences dont la strato-croissance est très rapide et la stratodécroissance plus lente sont prédominantes (cf. fig. 48, p. 144).

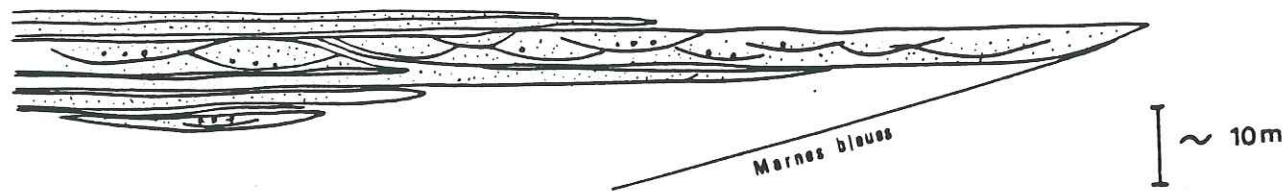
On remarque de plus que l'évolution vers une plus grande proportion de bancs gréseux, dans le centre des dépressions, s'effectue par la diminution des niveaux argilo-gréseux et l'augmentation des bancs de grès homogènes, la proportion de barres massives demeurant assez constante. Cette évolution est schématisée ci-après.

N

III Evêchés

Montagne de
Chalufy

S



La signification de ces séquences de 1er ordre sera analysée dans le paragraphe suivant. On peut toutefois signaler ici que leur étude a permis de reconnaître et de relier, dans le bassin, plusieurs séquences de 2ème ordre (INGLIS et al., 1981). On reconnaît ainsi dans la série des grès d'Annot une unité inférieure comportant des grès grossiers, une unité médiane présentant une plus forte proportion de niveaux argilo-gréseux, une unité supérieure semblable à la première. Il n'est donc pas mis en évidence une évolution verticale d'ensemble attribuable à une progradation du système de dépôt (MUTTI et RICCI LUCCHI, 1975 ; WALKER, 1978).

5 - MODALITES DE MISE EN PLACE DES DEPOTS

Influence de la topographie du fond :

A l'échelle de l'ensemble de la série ou en son sein, les terminaisons de strates en "onlap" montrent l'influence prépondérante de la topographie du fond sur la répartition des dépôts. Les Grès d'Annot sont typiques de dépôts de remplissage.

Cependant, ils ne s'effectuent pas sous forme de bancs horizontaux d'égale épaisseur s'étendant de part et d'autre des paléodépressions, car la dynamique de mise en place des sédiments entretient une irrégularité de la surface du fond. La permanence, au centre de la dépression, de dépôts plus gréseux peut traduire un léger drapage de ses bordures ou l'effet d'un tassement des marnes sous le poids des grès.

Signification de l'organisation séquentielle :

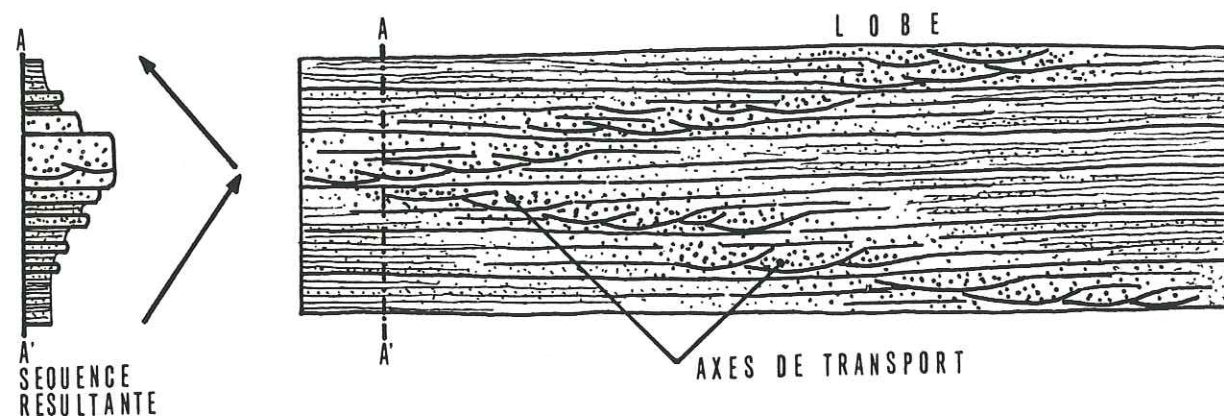
Le fait d'observer une organisation séquentielle impliquant les niveaux argilo-gréseux, les grès homogènes et hétérogènes nécessite l'existence d'un lien génétique entre ces différents faciès.

Cet agencement pourrait être dû à une variation originelle, non aléatoire, de l'intensité des courants de turbidité. Selon cette hypothèse, on pourrait admettre (RAVENNE et BEGHIN, 1982) que les séquences de dépôt comportant une barre massive correspondent à des "épisodes catastrophiques" caractérisés par des prémices (grès homogènes inférieurs), une phase de glissement en masse (barre massive) et des réajustements ultérieurs (grès homogènes supérieurs), ces épisodes catastrophiques se surimposant, dans le bassin, à un remplissage plus "calme" constitué de turbidites plus fines (niveaux argilo-gréseux).

Si la variation de la granulométrie moyenne des principales unités de dépôt (séquences de 2ème ordre) et la fréquence moindre des barres massives, par rapport à celles des grès homogènes, mettent en évidence une fluctuation, à la source, des apports détritiques, il est toutefois difficile d'admettre que cette fluctuation soit assez régulière pour être à la base de l'organisation séquentielle des dépôts.

Au contraire, je pense qu'elle résulte d'abord du déplacement latéral des "axes de transport"* et de dépôt. On constate, en effet, d'une part que les dépôts s'organisent suivant les irrégularités de la topographie du fond, d'autre part que les séquences du premier ordre comprennent à la fois des dépôts à caractère distal et proximal.

J'interprète donc la stratocroissance puis la stratodécroissance des bancs comme le reflet d'un rapprochement, puis d'un éloignement, d'un axe de transport caractérisé par des dépôts plus épais et plus hétérogènes (schéma ci-dessous).



En retour, répartis de façon non uniforme, ils entretiennent les irrégularités du modelé du fond.

Cette analyse permet, en outre, d'expliquer les formes en lentille observées transversalement à l'écoulement, la disparition brutale ou l'apparition à intervalles assez réguliers de barres massives, et les différentes formes de séquence par un déplacement latéral incessant, plus ou moins brutal, des axes de transport.

Géométrie des dépôts :

Pour que le modelé du fond se modifie en permanence et que les axes de transport se déplacent sous l'effet d'une sédimentation différentielle, on peut envisager deux hypothèses :

* Dans la mesure où l'on ne peut mettre en évidence des formes typiques de chenaux de grande amplitude, ni par la présence de faciès de dépôt distincts, ni par des formes de remplissage en lentille concave vers le bas, je préfère employer le terme "axe de transport" plutôt que celui de chenal pour désigner la position des grès hétérogènes, à chenalisation interne, qui constituent les dépôts de plus forte énergie.

- soit les dépôts se répartissent sous forme de lobes dont l'épaisseur est maximale dans l'axe des écoulements ;

- soit, inversement, les dépôts sont moins épais dans l'axe des écoulements du fait de processus de non-dépôt ou d'érosion.

Les faits suivants plaident en faveur de la première hypothèse :

- les dépôts tendent à former des unités subisopiques et continues, des barres massives étant présentes jusqu'au bord des paléodépressions,

- les phénomènes d'érosion sont limités, les discordances s'apparentent le plus souvent à des terminaisons en "onlap",

- les barres massives ne correspondent qu'à quelques coulées gravitaires et non pas à la permanence en un point d'un chenal de transport,

- les niveaux de grès homogènes peuvent passer, par perte de stratification, à des barres massives, sans décalage vertical de strates.

Ainsi, le déplacement rapide des axes de transport s'explique par la mise en relief, après quelques coulées turbiditiques, des grès les plus massifs (NORMARK et al., 1979), sans faire intervenir des phases de création et de comblement de chenaux.

Inversement, si les dépôts latéraux aux axes de transport étaient systématiquement plus épais (cas des levées sédimentaires), la topographie du fond deviendrait plus contrastée, les axes de transport se transformeraient alors en chenaux de distribution permanents.

En résumé, si la série des Grès d'Annot constitue un remplissage en "onlap" subhorizontal de paléodépressions, leur organisation interne montre que les courants de turbidité édifient des dépôts sous forme de lobes se recouvrant partiellement (fig. 56).

J'interprète cette géométrie comme étant due à des courants de turbidité à faible capacité d'érosion et pas assez développés en hauteur pour édifier des dépôts de levée.

C'est, au contraire, l'épaississement des strates suivant les axes de transport qui détermine la migration latérale des lobes. Celle-ci, comme le montrent les différentes organisations séquentielles des dépôts, peut être progressive ou brutale en fonction des facteurs qui la contrôlent, tels la fluctuation des apports terrigènes, la subsidence de l'axe des dépressions, le tassement différentiel entre les assises gréseuses et argilo-gréseuses.

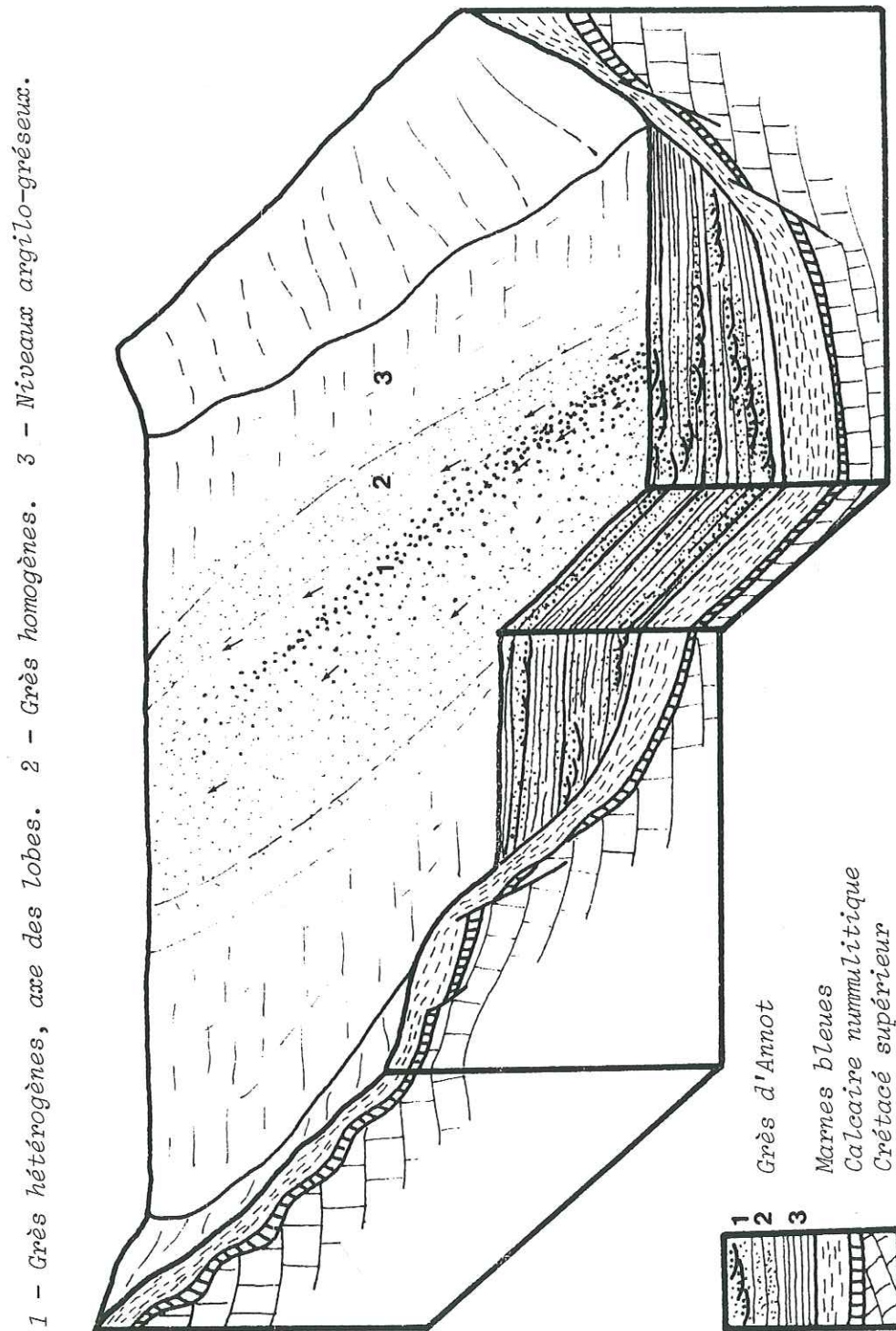


Fig. 56 - Schéma de l'organisation de la série des Grès d'Annot.

6 - PLACE DES DEPOTS ETUDIES DANS UN SYSTEME D'EVENTAIL SUBAQUATIQUE

Les affleurements étudiés (fig. 44) sont situés au Nord de la localité-type d'Annot où sont définis les dépôts de "canyon d'alimentation" (STANLEY, 1961, 1975, 1980a). Néanmoins, seuls ceux du Massif des Trois Evêchés peuvent être analysés en tant qu'équivalents distaux de ces dépôts à caractère proximal.

En effet, dans le Massif de Sanguinière, les directions des paléocourants et les cortèges minéralogiques indiquent un transport à partir du Massif de l'Argentera-Mercantour (KUENEN et al., 1956, 1957 ; GUBLER, 1958 ; STANLEY, 1961).

Par contre, les paléocourants orientés vers le Nord à Annot s'infléchissent vers l'Ouest (Grand Coyer) pour devenir Est-Ouest* dans le Massif des Trois Evêchés (fig. 54) ; parallèlement, la proportion des niveaux argilo-gréseux s'accroît du Sud au Nord.

Les dépôts de la localité d'Annot et du Massif des Trois Evêchés feraient donc partie d'un même éventail subaquatique comparable à celui défini par les Grès de Contes ("canyon d'alimentation") et les Grès de Peira Cava (dépôts en éventail faiblement chenalisés).

Peut-on comparer ces appareils turbiditiques ainsi définis aux modèles d'éventails décrits par MUTTI et RICCI LUCCHI (1972, 1975) ou par NORMARK** (1970a, 1978) ?

Les observations montrent que les dépôts gréseux se mettent en place sous forme de lobes qui peuvent correspondre soit à des lobes du "suprafan" d'un éventail à "basse efficacité de transport" (modèle de NORMARK), soit à ceux édifiés dans la partie externe d'un éventail à "haute efficacité de transport" (modèle MUTTI et RICCI LUCCHI, 1972, 1975).

D'après les critères de distinction proposés par MUTTI (cours inédit) (cf. p. 47), les grès d'Annot se rapprochent plus du modèle à basse efficacité de transport.

* Les directions de courant observées ("flute cast") dans le Massif des Trois Evêchés sont diamétralement opposées à celles données par STANLEY (1961).

** Le modèle de NORMARK est d'abord établi à partir de l'analyse de la forme des dépôts et donc ne peut être appliqué en toute rigueur à des dépôts fossiles ne représentant que des fragments d'appareil turbiditique. En particulier, la notion de "suprafan", qui correspond à une zone d'accumulation définie par un bombement de la surface de dépôt, ne devrait pas être employée.

Tout d'abord, il semble que les Grès d'Annot constituent des appareils turbiditiques d'assez faible dimension. Par exemple, dans le synclinal de Peira Cava, l'évolution amont-aval vers une prédominance de dépôts argilo-gréseux s'effectue sur une quinzaine de kilomètres. Il en est de même au Nord de la localité-type d'Annot où le rapport sable/argile décroît rapidement (cf. fig. 54).

Ainsi, si l'on admet, malgré les lacunes d'affleurement, que les terrains étudiés représentent une part importante des dépôts gréseux de ces appareils, leur faible extension paraît incompatible avec une morphologie en lobes de grande dimension situés dans la partie externe d'éventail à haute efficacité de transport. Par contre, la présence de plusieurs dépressions piégeant les grès est plus en accord avec le modèle de NORMARK.

De plus, les faciès de dépôt et leur organisation sont similaires à ceux des lobes de "suprafan" qui se caractérisent, selon MUTTI, par :

- la prédominance de dépôts par courants de turbidité riches en sable (figures d'échappement d'eau, faciès B1 et C1),
- des dépôts de débordement peu développés (faciès D),
- des chenaux éphémères dont les remplissages sont en continuité des dépôts latéraux,
- une absence de séquences successives stratocroissantes caractérisant la progradation des lobes.

Enfin, l'évolution assez continue des faciès entre les dépôts de la localité-type d'Annot, considérés comme faciès de canyon, et ceux situés en aval, dépourvus de chenaux permanents, s'accorde avec le modèle de NORMARK dans lequel la majeure partie du sable est déposée dans la partie interne chenalisée du "suprafan", dans la continuité du chenal principal d'alimentation. Cette évolution, par contre, ne semble pas compatible avec un éventail à haute efficacité de transport qui serait caractérisé, au débouché du système distributaire, par une zone de "bypassing" et des faciès particuliers, présentant des stratifications obliques développées (faciès B2 et E) dues aux remaniements successifs des sédiments par les courants de turbidité.

Pour conclure, le système de dépôt des Grès d'Annot, malgré une granulométrie grossière, est plus proche d'un éventail à *"faible efficacité de transport"* que d'un éventail à *"haute efficacité de transport"* (modèle de MUTTI et

RICCI LUCCHI) auquel on fait plus souvent référence pour décrire des séries turbiditiques fossiles. Les dépôts étudiés peuvent être assimilés à des dépôts de "suprafan" (partie médiane de l'éventail).

Les différences entre l'organisation de la série des Grès d'Annot et celle de l'éventail du Cap-Ferret seront analysées et interprétées dans le chapitre suivant ; je montrerai que, de par la nature argilo-silteuse de son alimentation et l'absence de "suprafan", l'éventail du Cap-Ferret peut être considéré comme un éventail à *"haute efficacité de transport"*.

- TROISIÈME CHAPITRE -

COMPARAISON DE L'ÉVENTAIL DU CAP-FERRET*

ET DE LA SÉRIE DES GRES D'ANNOT :

LES MODALITÉS D'ÉDIFICATION DES APPAREILS TURBIDITIQUES.

La comparaison des deux exemples de corps turbiditiques étudiés, l'éventail du Cap-Ferret et la série des Grès d'Annot, peut paraître en première analyse assez arbitraire étant donné les différences entre les méthodes d'approche et surtout entre les échelles d'observation* ; de surcroît, il s'agit d'éventails subaquatiques à prédominance argilo-silteuse dans un cas et sableuse dans l'autre.

Cependant, si la plupart de mes observations me conduisent à les opposer, elles permettent de dégager dès à présent les facteurs qui interviennent sur la nature et l'importance de l'alimentation terrigène des appareils turbiditiques et donc, par voie de conséquence, sur les processus de transport et de distribution des sédiments.

1 - ALIMENTATION TERRIGÈNE DES APPAREILS TURBIDITIQUES

Un appareil turbiditique du type éventail subaquatique résulte d'une alimentation terrigène, en haut de pente continentale, suffisamment importante et concentrée en un point pour former des dépôts qui, remobilisés sous l'action

* L'interprétation des profils sismiques réalisés sur l'éventail du Cap-Ferret permettra d'effectuer, en quatrième partie, une comparaison, à une échelle semblable, des modalités d'édification et d'évolution de ces deux appareils.

de la gravité, se répartissent en bas de pente sous forme d'éventail. Si l'alimentation terrigène est faible, les dépôts turbiditiques sont masqués par les sédiments hémipélagiques ; si, du fait de la pluralité des sources, elle est uniformément répartie, on ne remarque pas de forme en éventail. Ces apports terrigènes peuvent être caractérisés par leur nature (lithologie, granulométrie) et leur importance (fréquence et volume des écoulements).

- En l'absence de contrôle chronologique, leur volume qui définit la rapidité d'évolution d'un appareil est difficile à évaluer ; c'est toutefois une notion que l'on peut utiliser pour comparer les apports par courants de turbidité et par suspensions hémipélagiques.

- Leur nature (granulométrie) qui conditionne les mécanismes de mise en place des dépôts est un facteur déterminant des modalités d'édification des appareils turbiditiques, comme le montre la très nette opposition entre l'éventail du Cap-Ferret et la série des Grès d'Annot.

Dans le cas de l'éventail du Cap-Ferret, du moins en ce qui concerne la période étudiée, la nature argilo-silteuse des apports est liée, sur le continent, à un éloignement des sources détritiques grossières, phénomène amplifié dans le milieu marin par un large plateau continental.

Inversement, la lithologie de la série des Grès d'Annot semble liée à la proximité des sources de sédiments grossiers, à un plateau continental étroit ou inexistant et à une mise en place en début de phase orogénique.

En effet, si l'on admet qu'il n'y a pas eu de raccourcissement important du bassin postérieurement au dépôt, les Grès d'Annot sont situés très près des provinces distributrices (Massifs des Maures-Estérel et de l'Argentera-Mercantour). Les dépôts littoraux ou de domaine peu profond ne paraissent se développer que sur une bande d'une vingtaine de kilomètres de large.

Enfin, l'activité tectonique est bien mise en évidence par l'enfoncement rapide du bassin de sédimentation et par des coulées volcaniques reconnues, dans la région de Saint-Antonin, dès le début de l'Oligocène.

Outre l'influence du cadre morphostructural (facteur tectonique au sens large), le facteur climat a une grande importance dans l'alimentation terrigène.

Dans le cas des Grès d'Annot, on peut penser que le climat chaud et sec de l'Eocène supérieur a favorisé, par un système fluviatile intermittent et non stabilisé, une alimentation terrigène constituée de sédiments grossiers et mal triés.

Dans le cas de l'éventail du Cap-Ferret, du fait de l'éloignement des sources terrigènes, les fluctuations du climat se marquent plus par des variations du volume des apports que par une modification de leur lithologie qui demeure essentiellement argilo-silteuse :

- pendant le Würm 3, climat glaciaire et bas niveau marin, l'alimentation terrigène est forte ;

- pendant l'Holocène, climat tempéré et haut niveau marin, elle est pratiquement interrompue sur le plateau externe et en tête du canyon du Cap-Ferret ; les apports terrigènes par les canyons de Capbreton et de Santander ne sont pas bloqués du fait de l'étroitesse du plateau continental.

L'étude des dépôts pendant l'interstade Würm 2 - Würm 3 montre que l'importance de l'alimentation n'est pas nécessairement liée à un climat donné, mais plutôt à l'évolution rapide entre deux climats.

Pour conclure, il semble que la nature des apports dépende en premier lieu du cadre morphostructural du bassin d'alimentation, du tri des matériaux dans ce bassin et sur le plateau continental.

L'importance de l'alimentation terrigène, bien que liée aussi au cadre morphostructural, est par contre plus nettement sous la dépendance du climat, cela par le biais des régimes fluviatiles et des variations du niveau marin.

Ces deux notions, nature et importance du flux terrigène, doivent, à mon avis, être distinguées bien que l'on ait souvent tendance à associer une forte alimentation à des dépôts grossiers.

En effet, la superficie de l'éventail du Cap-Ferret est très supérieure à celle des appareils de la série des Grès d'Annot dont l'extension totale est inférieure à celle de la levée nord de l'éventail du Cap-Ferret. De même, la mise en place des grès dont l'épaisseur maximale est de 1200 m s'étend sur une période d'environ $3 - 10^6$ ans (NP 18 à NP 20, datation de Carla MÜLLER), ce qui indique un taux de sédimentation inférieur à celui observé en moyenne dans les dépôts superficiels de l'éventail du Cap-Ferret.

Enfin, si l'on extrapolait les observations faites dans l'éventail du Cap-Ferret sur une durée comparable à celle de la mise en place des Grès d'Annot, on constaterait que le rythme des écoulements gravitaires d'amplitude notable est bien moindre (d'un rapport 1 à 100) dans le cas des grès.

Ainsi, malgré les incertitudes qui demeurent dans la détermination de l'extension totale et de l'âge précis des Grès d'Annot, l'alimentation terrigène de l'éventail du Cap-Ferret, par rapport à celle des Grès d'Annot, est globalement plus importante et induit des écoulements gravitaires plus fréquents, mais de volume et de granulométrie plus faibles.

2 - DISTRIBUTION DES DEPOTS

2.1 - Faciès de dépôt.

Seuls les dépôts les plus grossiers (faciès de chenaux) de l'éventail du Cap-Ferret sont comparables aux dépôts les plus fins (niveaux argilo-gréseux) de la série des Grès d'Annot. L'épaisseur des bancs silto-gréseux et les structures de dépôt sont semblables : il s'agit de turbidites du type Tbe et Tce.

Bien que les interbancs argilo-silteux de la série des Grès d'Annot n'aient pas fait l'objet d'une étude attentive, ils ne semblent pas présenter une organisation comparable à celle définie dans les dépôts de levée de l'éventail du Cap-Ferret (turbidites Tde). Tout au moins, ces niveaux ne sont pas aussi développés que dans l'éventail du Cap-Ferret, proportionnellement aux faciès de chenaux.

Les turbidites (Tae) où le terme "a" domine, comme les dépôts par courants de turbidité de haute densité qui caractérisent la série des Grès d'Annot, sont rares dans l'éventail du Cap-Ferret. De même, les écoulements en masse (faciès hétérogènes) ne semblent pas y avoir une extension aussi grande que dans la série des Grès d'Annot (conglomérats polygéniques).

Ainsi, très schématiquement, la série des Grès d'Annot est mise en place principalement par des courants de turbidité de haute densité, les dépôts de l'éventail du Cap-Ferret par des courants de turbidité de faible densité relative.

2.2 - Topographie de la surface de dépôt.

La carte bathymétrique de l'éventail du Cap-Ferret montre l'irrégularité de la surface de dépôt. En particulier, des reliefs d'une certaine amplitude (100 à 500 m) séparent les domaines de chenaux et de levées, caractérisés aussi par des faciès de dépôt distincts. De plus, la forme en éventail de cet appareil résulte surtout du développement de la levée nord. Malgré l'extension assez limitée des affleurements des Grès d'Annot, les surfaces de dépôt semblent beaucoup moins irrégulières que dans l'éventail du Cap-Ferret. Si l'on trouve des formes en lentille (transversalement à l'écoulement), celles-ci ne dépassent guère une vingtaine de mètres d'épaisseur et la surface générale de dépôt est subhorizontale. Les reliefs importants s'observent seulement au toit des Marnes bleues et sont donc antérieurs aux turbidites gréseuses.

Au contact de ces paléopentes, les bancs gréseux se terminent brutalement en "onlap" sans qu'il y ait drapage. Ainsi, des courants de turbidité ayant mis en place les Grès d'Annot sont incapables de former des dépôts de débordement conséquents.

2.3- Ségrégation horizontale des dépôts.

La ségrégation horizontale des dépôts peut être considérée d'une part transversalement à l'écoulement quand on s'éloigne de l'axe de transport, d'autre part longitudinalement quand on s'éloigne de la source d'alimentation.

Dans l'éventail du Cap-Ferret, l'effet de la ségrégation des sédiments transversalement à l'écoulement se traduit par une variation rapide des faciès de dépôt, entre les chenaux, qui canalisent les écoulements gravitaires les plus denses, et les levées et banquettes sédimentaires, atteintes par les débordements turbiditiques constitués de suspensions plus diluées.

La persistance de ces processus induit des chenaux bien définis et permanents, endigués par des dépôts de débordement.

Dans la série des Grès d'Annot, les dépôts de courants de turbidité de haute densité, dans l'axe de l'écoulement, passent rapidement à des turbidites au terme "a" très développées puis à des turbidites du type Tae. Mais ici cette ségrégation n'est pas liée à des chenaux profonds et permanents ; des chenaux métriques s'observent au sein d'un seul écoulement gravitaire et les "axes de transport" migrent rapidement.

Cela est le résultat d'une sédimentation plus importante dans l'axe de transport que latéralement, ce qui peut être relié à une faible capacité de transport ou d'érosion nécessaire pour maintenir, par rapport aux dépôts latéraux, une sédimentation plus faible dans le chenal.

Dans l'éventail du Cap-Ferret, les lits silto-sableux supérieurs à 5 cm d'épaisseur sont strictement limités aux chenaux. De même, les lits silto-sableux d'égale épaisseur de la série des Grès d'Annot se terminent en "onlap" au contact des Marnes bleues ou, au sein de la série gréseuse, contre des strates plus inclinées.

Ainsi, les turbidites gréseuses se déposent systématiquement dans les creux de la topographie ; seules les turbidites argilo-silteuses sont capables de se déposer sur des zones en relief, et donc de former des dépôts de débordement.

En conséquence, la faible proportion des sédiments argilo-silteux dans l'alimentation de la série des Grès d'Annot est donc responsable de l'organisation différente des dépôts, par rapport à celle de l'éventail du Cap-Ferret. Cela est lié aux processus dynamiques de mise en place. En effet, la simulation des écoulements gravitaires (cf. p. 18) montre que leur dynamique est très fortement liée à la proportion de matériaux argileux, une faible augmentation entraînant un développement du panache turbide et un temps de dépôt beaucoup plus long.

Ainsi, une alimentation terrigène à prédominance sableuse induit des courants de turbidité à faible capacité de transport et d'érosion et à faible amplitude verticale.

Tel serait le cas dans la série des Grès d'Annot, car on remarque :

- une diminution assez rapide, d'amont en aval, de l'épaisseur et de la proportion des bancs gréseux,
- l'absence de trace d'érosion importante,
- l'absence de drapage de pente et de construction par dépôts de débordement.

Par contre, les sédiments de l'éventail du Cap-Ferret, à prédominance argilo-silteuse, ont été mis en place par des courants de turbidité à plus forte capacité de transport. Cela se manifeste par :

- la grande extension de cet appareil,
- la présence de lits silto-sableux, relativement épais, en position distale,
- des processus de non-dépôt ou d'érosion partielle dans l'axe des chenaux,
- d'importants dépôts de débordement qui peuvent atteindre des reliefs d'au moins 500 m d'amplitude.

L'absence d'un "suprafan" est, d'après MUTTI (cf. p. 47), caractéristique d'un éventail à "haute efficacité de transport" du fait d'une alimentation terrigène riche en sédiments argilo-silteux ; l'éventail du Cap-Ferret peut donc être qualifié de "cône à haute efficacité de transport". Cependant, comme le flux terrigène est constituée essentiellement de sédiments argilo-silteux, des lobes sableux épais (caractéristiques des cônes à haute efficacité de transport) ne peuvent se former à l'aval des levées.

En conséquence, si l'extension et la morphologie d'un éventail sub-aquatique résulte de la proportion de silt et d'argile dans l'alimentation terrigène, il faut aussi tenir compte de la quantité de sable susceptible d'être entraînée par les courants de turbidité.

3 - L'EVENTAIL DU CAP-FERRET, LA SERIE DES GRES D'ANNOT : DEUX "MODELES" D'EVENTAILS SUBAQUATIQUES ?

L'éventail du Cap-Ferret n'est pas conforme au modèle proposé par NORMARK (1970, 1978) à partir de l'analyse d'appareils turbiditiques subactuels ; de même, la série des Grès d'Annot constitue un appareil turbiditique différent du modèle de MUTTI et RICCI LUCCHI (1972, 1975) défini dans les séries turbiditiques gréseuses fossiles. Si l'éventail du Cap-Ferret, à prédominance argilo-silteuse, peut être qualifié de cône à "haute efficacité de transport", les Grès d'Annot représentent des éventails à "basse efficacité de transport".

En conséquence, il n'existe pas de modèle universel d'éventail sub-aquatique - même si l'on considère le modèle de WALKER (1978) qui tente de concilier les modèles de NORMARK et de MUTTI - mais chaque appareil turbiditique a ses propres caractéristiques morphologiques et faciologiques.

L'analyse comparative des dépôts superficiels de l'éventail du Cap-Ferret et de la série des Grès d'Annot montre que ces caractéristiques résultent de processus de mobilisation, de transport et de dépôt qui varient selon la nature et le volume de l'alimentation terrigène, du fait d'un comportement dynamique différent des particules suivant leur taille.

C'est donc en fonction du cadre morpho-structural et climatique, et suivant ses modifications dans le temps, qu'une alimentation terrigène particulière induit l'édification d'éventails subaquatiques différents.

En ce sens, l'éventail du Cap-Ferret et la série des Grès d'Annot doivent être considérés comme deux membres d'une même famille dont les différences sont d'abord génétiques.

Ainsi l'éventail du Cap-Ferret peut être étudié en tant qu'exemple d'éventail subaquatique alimenté presque uniquement en sédiments argilo-silteux ; inversement, les Grès d'Annot peuvent être étudiés en tant qu'exemple de sédimentation turbiditique à alimentation sableuse (modèle de NORMARK ?).

Quant au modèle d'éventail à "haute efficacité de transport" décrit par MUTTI et RICCI LUCCHI, il est apparemment représentatif d'une alimentation terrigène très importante comportant à la fois des sédiments argilo-silteux et sableux.

L'ensemble de ces observations faites sur les dépôts superficiels de l'éventail du Cap-Ferret et sur la série des Grès d'Annot va guider l'interprétation de profils sismiques de l'éventail du Cap-Ferret en termes de dynamique de mise en place des dépôts et de variation de l'alimentation terrigène.

Dans la dernière partie, j'essayerai de préciser, à partir de ces deux exemples, l'impact des différents facteurs et paramètres qui conditionnent les modalités d'édification des appareils turbiditiques.

- TROISIEME PARTIE -

APPROCHE SISMIQUE DES MODALITÉS D'ÉDIFICATION DE L'ÉVENTAIL DU CAP-FERRET DANS LE CADRE DE L'ÉVOLUTION DE LA MARGE CONTINENTALE AQUITAINE AU CÉNOZOÏQUE.

=====

- Premier_chapitre : *LES DONNEES SISMIQUES, METHODES ET ELEMENTS
D'INTERPRETATION.*
- Deuxieme_chapitre : *IMAGES SISMIQUES CARACTERISTIQUES : LEUR
INTERPRETATION DYNAMIQUE.*
- Troisieme_chapitre : *EVOLUTION AU CENOZOIQUE DE LA MARGE CONTINENTALE
AQUITAINE ET EDIFICATION DE L'EVENTAIL DU
CAP-FERRET.*

- PREMIER CHAPITRE -

LES DONNEES SISMIQUES, METHODES ET ELEMENTS D'INTERPRETATION.

Après avoir présenté l'ensemble des données sismiques (localisation, mode d'acquisition et de traitement), j'exposerai les bases de "l'interprétation stratigraphique des sections sismiques".

Je présenterai ensuite des éléments d'interprétation propres au domaine étudié, à savoir :

- les données géologiques régionales qui permettent de définir le cadre géologique des dépôts,

- l'apport de l'analyse sédimentologique des dépôts superficiels de l'éventail du Cap-Ferret et de la série des Grès d'Annot pour l'interprétation des données sismiques en termes de processus dynamiques.

1 - LES DONNEES SISMQUES

Mon étude s'appuie principalement sur les données sismiques acquises au cours du Programme Cap-Ferret (Campagne Cap-Ferret I, II et III ; 1978, 1979, 1980). Je me suis également servi :

- des profils Flexotir exécutés par le C.E.P.M. et sur lesquels reposent les bases de la stratigraphie acoustique du Golfe de Gascogne ;
- des profils haute résolution réalisés sur le plateau continental à la hauteur du canyon du Cap-Ferret (Campagne Gascogne 1978-1979) qui ont fait l'objet d'une étude particulière (RAVENNE et al., 1983).

1.1 - Les données sismiques haute résolution.

1.1.1 - Acquisition et traitement.

La reconnaissance sismique de l'éventail de Cap-Ferret effectuée par le navire "Résolution" (Institut Français du Pétrole) est de type haute résolution.

- . Source sismique : 2 à 8 miniflexichocs (\emptyset : 50 cm).
- . Streamer : 48 traces de 25 m, sensibilité 1 μ bar = 6.56 μ volts.
- . Laboratoire : Laboratoire SERCEL 338 B, 48 canaux, pas d'échantillonnage : 2 ms, filtres 20-160 Hz.
- . Pas de tir : 40 par km

Les sections les plus utilisées sont obtenues après traitement des données ; celui-ci comprend notamment une addition en couverture multiple, un filtrage, une égalisation de traces et une migration ; certaines sections ont été déconvoluées.

Dans la plupart des sections sismiques présentées ici, l'échelle des hauteurs est exagérée d'un facteur 3 par rapport à celle des longueurs.

1.1.2 - Localisation.

La zone couverte par les profils sismiques haute résolution s'étend sur environ 300 km de long, de la bordure du plateau continental à la limite externe du glacis (planche hors texte). Ces profils permettent d'analyser les dépôts du graben de Cap-Ferret et du glacis, ceux liés au système de Capbreton-Santander et, pour une plus faible part, ceux de la pente continentale armoricaine et du rebord nord du plateau marginal landais.

Ces profils d'une longueur totale d'environ 2000 km sont irrégulièrement espacés. La maille sismique comprise entre 10 et 30 km a été localement resserrée (2,5 km), cela dans le but de mieux appréhender l'évolution des dépôts sans pour autant limiter la zone d'étude. Ces sections sont orientées selon des directions perpendiculaires ou parallèles à celles des principaux traits morphostructuraux.

1.2 - Les données Flexotir.

Les profils haute résolution croisent quelques-uns des profils Flexotir réalisés dans le Golfe de Gascogne. Le pouvoir de résolution du procédé Flexotir, adapté à une grande pénétration, est bien moindre que celui du procédé flexichoc. Par contre, sur ces profils, se distinguent plus facilement les limites des principales séquences de dépôts. Aussi ont-ils été utilisés pour compléter la maille sismique mais surtout pour appliquer aux données du programme Cap-Ferret les interprétations antérieures mettant en relation le faciès sismique, la nature et l'âge des dépôts du Golfe de Gascogne (DAMOTTE et al., 1968-1969 ; MONTADERT et al., 1970a-b, 1971a-b, 1974 ; DEREGNAUCOURT, 1981).

2 - "L'INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE DES DONNEES SISMIQUES", DEFINITIONS

Dans ce chapitre sont brièvement exposées les bases de l'interprétation stratigraphique des sections sismiques et définis les termes que j'utiliserai par la suite.

2.1 - La stratigraphie sismique.

Dans la pratique courante, l'analyse des sections sismiques se limitait, jusqu'ici, essentiellement à une étude structurale et à l'établissement de cartes d'isochrones et d'isopaques. Les progrès réalisés dans l'acquisition et le traitement des données sismiques permettent une nouvelle approche de leur analyse. Celles-ci sont intégrées à l'ensemble des informations géologiques disponibles, contribuant ainsi à une *interprétation stratigraphique* des dépôts étudiés. Les bases de cette méthode d'approche "Stratigraphie Sismique" ont été définies par P.R. VAIL et al. (Mémoire AAPG n° 26, 1977)*. Par la suite, elle s'est révélée très fructueuse et a été affinée au fur et à mesure de son application à différents domaines d'étude.

La stratigraphie sismique s'appuie sur le postulat suivant : "les discontinuités physiques, marquées par un contraste d'impédance acoustique (produit densité-vitesse) qui engendrent des réflexions sismiques, sont principalement des surfaces de strates ou de discontinuité". On peut donc considérer que les réflexions dans leur continuité correspondent à une ligne temps et que les changements de caractère des réflexions sont liés à une variation de faciès, les limites de faciès pouvant être obliques aux lignes temps.

La stratigraphie sismique repose donc sur la reconnaissance des *séquences de dépôt*, limitée par des lignes temps, et sur l'analyse du *faciès sismique*, c'est-à-dire de la configuration des réflexions au sein d'une séquence de dépôt.

2.2 - Séquence de dépôt.

2.2.1 - Définition.

Une séquence de dépôt est une unité stratigraphique composée d'une suite relativement conforme de strates génétiquement liées. Elle est limitée

* Pour l'exposé de cette méthode, j'ai utilisé l'adaptation française de ces articles faite par C. RAVENNE (1978).

à son toit et à son mur par des discordances ou par leur prolongement en concordance ou paraconcordance. Elle constitue l'élément principal de l'étude en stratigraphie sismique.

Une séquence de dépôt est donc reconnue par les relations géométriques des strates. Les discordances qui limitent les séquences de dépôt sont généralement visibles dans une section sismique donnée, mais parfois elles peuvent être tracées dans des zones de paraconcordance, soit dans le prolongement des discordances, soit en utilisant des données biostratigraphiques provenant des analyses de sondage.

Une séquence de dépôt a une signification chronostratigraphique car elle s'est déposée dans un intervalle de temps géologique déterminé par les âges des limites de la séquence, quand elle est en concordance avec les dépôts sous et sus-jacents.

2.2.2 - Ordre de grandeur.

L'épaisseur d'une séquence de dépôt varie en général de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Les plus fines ne peuvent souvent être corrélées que sur de courtes distances. De surcroît, le pouvoir de résolution de l'outil d'investigation (sections sismiques, log...) impose des limites pratiques. Par exemple, une réflexion peut se terminer, sur une section sismique, parce que l'unité suivie s'amincit et que son épaisseur devient inférieure au pouvoir de résolution de la sismique.

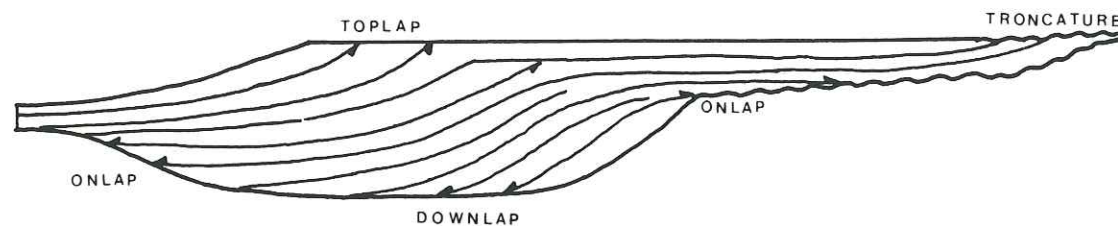
Dans un bassin océanique, une séquence peut être suivie sur des dizaines voire des centaines de kilomètres.

2.2.3 - Relations géométriques des strates aux limites d'une séquence. Définition des termes.

La définition d'une séquence de dépôt nécessite la reconnaissance de ses limites. Elles correspondent à des discordances d'érosion ou de non-dépôt et à leur prolongement en paraconcordance.

L'expression sismique des limites de séquence varie considérablement avec les contrastes densité-vitesse des strates situées de part et d'autre. S'il n'y a pas de contraste de densité-vitesse à travers la limite, celle-ci n'engendre pas de réflexion. Cependant, une discordance angulaire peut être tracée sur les sections sismiques à partir de la discontinuité qui existe entre les réflexions sous et sus-jacentes.

La figure ci-dessous illustre les relations de discordance ou de concordance des strates aux limites d'une séquence de dépôt. Ces relations sont basées sur le parallélisme ou le manque de parallélisme entre les strates et la surface limite elle-même.



- "Onlap" : c'est la terminaison latérale d'une strate initialement horizontale contre une surface inclinée ou d'une strate initialement inclinée contre une surface beaucoup plus inclinée.

- "Downlap" : c'est la terminaison latérale d'une strate initialement inclinée contre une surface horizontale ou moins inclinée.

- "Toplap" : c'est la terminaison originelle d'une strate contre la partie supérieure d'une séquence de dépôt. Des strates initialement inclinées telles que celles de progradation peuvent montrer cette relation. Un "toplap" est caractéristique d'un hiatus dû à un non-dépôt. Il résulte généralement d'un niveau de base de dépôt trop bas pour permettre le développement vertical des strates.

- Troncature d'érosion : c'est la terminaison latérale d'une strate par érosion. Elle ne se présente qu'à la limite supérieure de la séquence de dépôt.

2.3 - L'Unité de Faciès Sismique.

L'analyse du faciès sismique est la description et l'interprétation géologique des paramètres de la sismique réflexion. Ceux-ci comprennent entre autres la configuration, la continuité, l'amplitude et la fréquence des réflexions.

- La continuité des réflecteurs traduit en général la continuité des strates ou des surfaces de discordance ayant engendré la réflexion.

- L'amplitude est liée à l'intensité du signal sismique en fonction du contraste d'impédance acoustique. Elle dépend donc de la différence de lithologie entre deux formations, mais aussi de l'arrangement des strates au sein de ces formations.

- La fréquence (pour l'interpréteur fréquence apparente) correspond à l'espacement entre deux réflexions. Elle peut être reliée à l'organisation verticale des strates. Des successions de bancs minces se traduisent par des hautes fréquences (dans les limites du pouvoir de résolution de la sismique employée) et des zones de transition par des basses fréquences.

Chaque paramètre fournit des indications sur la géologie de subsurface. En particulier, la configuration des réflexions fournit un modèle général de stratification à partir duquel on peut interpréter les processus de dépôt, l'érosion et la paléotopographie.

Les unités de faciès sismique (UFS) sont des unités sismiques tridimensionnelles composées de groupes de réflexions dont les paramètres diffèrent de ceux des unités adjacentes.

Les limites des unités de faciès sismique peuvent être reconnues par :

- la terminaison d'une série de réflexions contre une réflexion commune. Dans ce cas, la limite de l'unité est identique à celle de la séquence,
- une réflexion concordante qui limite une configuration particulière,
- ou une limite arbitraire dans une séquence au travers d'un changement graduel de la qualité des paramètres sismiques.

Dans une première phase, l'analyse du faciès sismique débute dans le cadre bidimensionnel de la section sismique. Dans une deuxième phase, les configurations apparentes (apparentes car il est évident qu'une section sismique peut recouper la géométrie des strates sous n'importe quel angle) sont associées dans la grille tridimensionnelle de l'ensemble des sections sismiques.

Une fois définis les paramètres de réflexion, reconnue la forme externe de l'unité et notées les associations tridimensionnelles des unités entre elles, on peut interpréter l'UFS en termes d'environnement, de processus de dépôt et estimer la lithologie. Cette analyse se fait toujours dans le cadre stratigraphique de la séquence de dépôt.

2.4 - Etude des variations relatives du niveau de la mer.

Quand les séquences sismiques sont reconnues et les faciès sismiques analysés, une troisième étape de l'interprétation consiste à étudier les variations relatives du niveau marin, à partir des terminaisons des réflexions provenant des dépôts littoraux.

- Un épaissement de la tranche d'eau est indiqué par une terminaison en "onlap" de ces réflecteurs.

- Une stabilité relative est indiquée par des terminaisons en "toplap".

- Un amincissement est indiqué par un déplacement des terminaisons de ces réflexions vers le bas du plateau.

Cette étude ne peut se faire que si l'on dispose de sections sismiques favorables à l'observation des "onlap" côtiers. Néanmoins une approximation de l'épaisseur relative de la tranche d'eau peut être déduite de la forme des séquences de progradation. Une configuration de progradation sigmoïde qui met en évidence le piégeage de la plupart des matériaux sur le plateau et sur le talus continental est liée à une phase de haut niveau marin. Au contraire, l'association d'une séquence de progradation oblique et d'une séquence de dépôt dans le bassin se terminant en "onlap" contre le talus est liée à un bas niveau marin qui autorise le transit des matériaux vers le domaine profond.

Pour cette étude, j'utiliserai la courbe générale de variations relatives du niveau marin établie par VAIL et al. (1977) (cf. fig. 82, p. 286), à partir de la compilation de nombreuses courbes régionales. Cette courbe, qui fait abstraction de l'influence locale des facteurs structuraux, aurait une valeur à l'échelle du globe et peut donc servir de référence pour aider à dater des séries en l'absence de forage.

2.5 - Intérêt et limite de l'application des principes de la stratigraphie sismique.

L'application des principes de la stratigraphie sismique présente un grand intérêt ; elle conduit en effet, par l'étude rigoureuse de sections sismiques, aux résultats suivants :

- reconnaissance des unités sédimentaires syngénétiques,
- épaisseur et paléoenvironnement de dépôt de ces unités,

- détermination de la paléobathymétrie,
- étude des discordances (topographie, extension, type...),
- étude des variations relatives du niveau de la mer,
- datation des séquences,
- enfin, reconstitution de la paléogéographie et de l'histoire géologique.

Toutefois, son application doit être modulée en fonction de la qualité des données sismiques, du contexte régional, des sources extérieures d'information (données de forage, cadre géologique). En effet, la section sismique en elle-même ne représente qu'une "radiographie du sous-sol" et les réflexions ne sont qu'une représentation graphique des contrastes d'impédance acoustique ; ainsi certaines images sismiques qui relèvent de processus de dépôt distincts sont semblables, telles des configurations parallèles de forte amplitude qui peuvent représenter des dépôts de plateforme continentale ou des turbidites distales.

En conséquence, malgré des principes de base maintenant bien étayés, une certaine part de subjectivité demeure dans l'interprétation stratigraphique des sections sismiques. Cependant, cette part est d'autant plus réduite que l'on dispose de sections sismiques assez longues permettant de mieux situer, par l'évolution latérale des faciès sismiques, l'environnement de dépôts et que l'on tient compte d'un maximum d'informations, autres que les seules données sismiques.

3 - ELEMENTS D'INTERPRETATION DES PROFILS SISMIQUES DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET

J'expose ici les éléments qui guident l'interprétation stratigraphique des sections sismiques réalisées sur l'éventail du Cap-Ferret.

Il s'agit des données géologiques connues qui permettent de définir le cadre dans lequel se sont mis en place les dépôts étudiés. Elles seront utilisées, lors de l'analyse de l'évolution générale des dépôts, pour proposer une attribution stratigraphique aux différentes séquences de dépôt reconnues.

Je montrerai ensuite comment les résultats de l'analyse des sédiments superficiels de l'éventail du Cap-Ferret peuvent s'appliquer aux données sismiques et faciliter leur interprétation en termes de processus de dépôt.

3.1 - Contexte géologique des dépôts étudiés.

Pour définir les modalités de l'évolution de la marge continentale aquitaine et de la mise en place de l'éventail du Cap-Ferret à partir des sections sismiques, il est nécessaire de connaître le contexte géologique dans lequel se sont effectués les dépôts.

Les dépôts étudiés étant d'âge Eocène à Actuel, je me réfère aux études, effectuées dans le bassin d'Aquitaine et dans le Golfe de Gascogne, sur l'évolution des environnements de dépôts au cours du Cénozoïque.

Je ne décrirai ici que les grands traits de cette évolution, les éléments plus particuliers étant exposés en annexe II et repris lors de leur application aux données sismiques.

Cette évolution se marque principalement par le comblement et l'émergence progressive du bassin d'Aquitaine. C'est en effet à partir de l'Eocène moyen que la grande quantité de matériaux issus de l'érosion des Pyrénées repousse progressivement vers l'Ouest le domaine marin, malgré une subsidence importante.

Toutefois, c'est seulement lorsque le sillon sous-pyrénéen est comblé, après le rejeu tectonique oligocène, que les produits de démantèlement de la chaîne pyrénéenne envahissent l'ensemble du bassin d'Aquitaine et que s'accélère la progradation de la marge aquitaine vers l'Ouest. Elle est guidée par des facteurs structuraux et climatiques.

- La subsidence préférentielle du domaine sud y limite, malgré des apports terrigènes importants, la progradation de la marge. Dans le domaine nord, bien qu'il soit plus stable, c'est au contraire la faiblesse des apports

qui la freine. Les sillons subsidents (sillon sous-pyrénéen, dépression de Parentis) constituent des axes préférentiels d'alimentation de la marge. Ils se poursuivent en mer par le graben du Cap-Ferret et le canyon de Capbreton.

- La défluviation des cours d'eau et l'isolement de la zone centrale sont des phénomènes récents dus au rejeu tectonique pléistocène.

- Des modifications notables du cadre paléogéographique et climatique caractérisent le Cénozoïque aquitain. Elles conditionnent la nature et la quantité des atterrissements terrigènes susceptibles de participer à la progradation de la marge. Les phases régressives de l'Oligocène supérieur, du Miocène supérieur et du Pléistocène semblent correspondre à des phases de progradation importante. Toutefois, c'est seulement à partir du Miocène supérieur que des terrigènes grossiers peuvent atteindre la marge. Il est cependant probable qu'une alimentation du talus continental en terrigènes fins a pu exister, même pendant les phases de transgression du Miocène dont l'ampleur est exagérée du fait d'un relief très aplani, et pendant le Pliocène.

L'étude du Cénozoïque aquitain met donc clairement en évidence le lien étroit entre l'exondation du bassin d'Aquitaine et la progradation de la marge. Le trait de côte actuel ne constitue qu'une étape d'une longue évolution.

3.2 - Apports de l'étude des dépôts superficiels de l'éventail du Cap-Ferret pour l'interprétation des sections sismiques.

3.2.1 - Comparaison des données de surface et des données sismiques.

3.2.1.1 - Echelle des observations.

L'étude de la morphologie actuelle de l'éventail du Cap-Ferret et l'analyse des prélèvements superficiels (carottages inférieurs à 8m) débouchent sur des schémas de distribution des dépôts turbiditiques pour des périodes de temps très courtes. Au contraire, l'interprétation de sections sismiques permet l'approche de l'évolution des dépôts sur des périodes de temps beaucoup plus longues, avec cependant une finesse de résolution bien moindre. En effet, bien que la sismique employée tente d'allier une bonne pénétration (≈ 2 std) et une bonne résolution, il n'est pas possible, dans de bonnes conditions, de séparer des réflecteurs distants de moins de 10 m. Ainsi, toutes les informations contenues dans les prélèvements superficiels se trouvent confondues dans la première réflexion sur le fond. En l'absence de forage profond, aucune corrélation directe ne peut être faite entre les données sismiques et les

processus de mise en place des dépôts déduits des données superficielles. Il n'est donc pas exclu, à priori, que ces derniers soient radicalement différents de ceux traduits par la configuration des réflexions sismiques.

Je montrerai à partir de quelques exemples qu'il est logique de penser que tel n'est pas le cas et que l'analyse des sections sismiques peut être facilitée par la connaissance des processus sédimentaires subactuels.

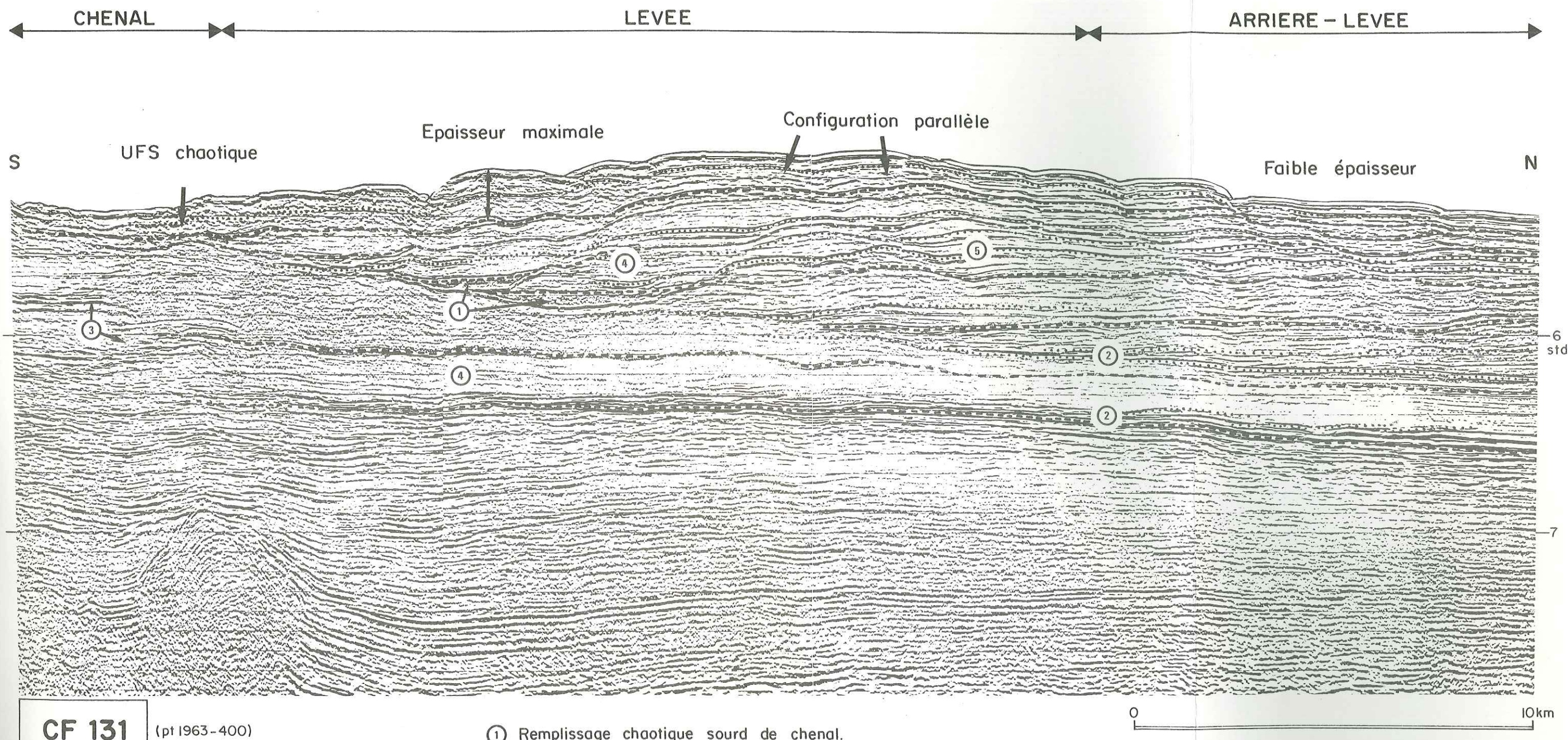
3.2.1.2 - Comparaison des épaisseurs relatives des séquences de dépôt.

Si l'on admet qu'un réflecteur sismique marque dans sa continuité une ligne temps, une séquence de dépôt représente une modification de la topographie sous l'effet des dépôts entre deux moments donnés. On peut donc tenter de comparer les formes des séquences de dépôt et les variations des taux de sédimentation observés en surface.

Le profil 131 (fig. 57), par exemple, coupe transversalement la levée nord ; il met en évidence une modification permanente de la topographie du fond par sédimentation différentielle. Toutefois, la forme générale de la structure de dépôt (levée sédimentaire) se conserve : chaque séquence de dépôt présente une géométrie similaire sous forme de fuseaux qui, après s'être épaissis à proximité des paléochenaux, s'affinent vers l'extérieur de la levée.

Cette configuration est tout à fait conforme à celle que l'on peut déduire de l'analyse des épaisseurs relatives des dépôts à partir des prélèvements superficiels (cf. fig. 34, p. 103). Les taux maximaux de sédimentation se situent à proximité de la crête de la levée, les taux minimaux vers l'arrière-levée. De même dans la zone de chenal, à l'image de l'épaisseur des séquences de dépôt, ils sont élevés ou très faibles.

Ces observations peuvent être généralisées à l'ensemble de l'appareil. En particulier, les forts taux de sédimentation de la banquette et de la levée nord, et les faibles taux dans l'axe du chenal du Cap-Ferret ou sur les reliefs élevés correspondent, sur sections sismiques, à des épaisseurs respectivement fortes et faibles des dernières séquences de dépôt. Il semble donc que la géométrie des dépôts traduise des processus de sédimentation différentielle conformes à ceux déduits de l'analyse des prélèvements superficiels.



CF 131

(pt 1963-400)

- ① Remplissage chaotique sourd de chenal.
- ② Plan de migration d'axes de transport.
- ③ Axe de chenal (Système Capbreton-Santander)
- ④ Dépôts latéraux.
- ⑤ Configuration en dunes.

Fig. 57 - Coupe sismique perpendiculaire à la levée nord.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENoble CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 04 51
 Mail: phlo@univ-grenoble.fr

3.2.1.3 - Comparaison des faciès sismiques et des
.....
faciès lithologiques.
.....

Les paramètres de réflexions sismiques sont le reflet de la lithologie et de l'organisation des dépôts. On peut donc comparer les UFS des dernières séquences de dépôt et les faciès de dépôt des sédiments superficiels.

Sur section sismique, par exemple sur le profil CF 131 (fig. 57), on observe l'évolution entre des UFS d'axe de chenaux (amplitude variable, réflecteurs discontinus ou chaotiques) et des UFS de levée (configuration parallèle, bonne continuité, forme en drapage de feuillets).

Les UFS en remplissage chaotique sont le plus souvent interprétées comme étant représentatives d'une forte énergie de dépôt (dépôts à potentiel sableux mal organisé ou dépôts en masse désorganisée). Inversement, les UFS de bonne continuité sont assimilées à une faible énergie de dépôt (dépôt à potentiel argileux : hémipélagites, turbidites fines).

Les études superficielles mettent en évidence l'impact de la topographie du fond sur la lithologie et la structure des dépôts (cf. fig. 32, p. 100). On constate en particulier qu'aux dépôts d'axes de chenaux qui comportent des lits turbiditiques grossiers irrégulièrement espacés, s'opposent les dépôts de débordement mieux structurés avec des lits silteux minces régulièrement espacés. Cette évolution des caractères de dépôt est brutale dès qu'on s'éloigne du chenal, puis plus progressive.

Il existe donc une convergence entre l'interprétation du faciès sismique et la lithologie des dépôts superficiels. Une relation analogue peut être faite sur la levée nord entre la diminution d'amont en aval de la continuité des réflexions et l'augmentation du nombre de lits turbiditiques silteux dans les prélèvements superficiels.

Il apparaît donc possible d'interpréter les UFS, du moins en ce qui concerne les dernières séquences de dépôt, en s'appuyant sur les données lithologiques de surface.

3.2.1.4 - La complémentarité des données.
.....

L'analyse comparée des données bathymétriques actuelles et des prélèvements superficiels montre le rôle fondamental de la topographie du fond dans la détermination des faciès de dépôt. Sur section sismique, à une échelle d'espace et donc de temps différente, les UFS s'organisent aussi selon les paléomorphologies successives.

En extrapolant les données des prélèvements superficiels à la dernière séquence de dépôt reconnue par la sismique, on constate une convergence entre la forme de la séquence de dépôt et les taux de sédimentation en surface, ainsi qu'entre l'interprétation du faciès sismique et la lithologie des dépôts superficiels.

Enfin, bien que les sections sismiques montrent une modification importante de la topographie du fond, sous l'effet de dépôts différentiels, cette modification s'effectue suivant des modalités assez constantes.

En conséquence, il semble raisonnable d'analyser les sections sismiques en s'appuyant sur les processus dynamiques déduits des prélèvements superficiels. Toutefois, les limites de définition de la sismique imposent des limites pratiques d'interprétation. En particulier, il n'est pas toujours possible de reconstituer, avec toute la finesse souhaitée, la géométrie et la chronologie relative des séquences de dépôt ; ainsi, selon les limites de séquences adoptées, plusieurs interprétations peuvent être avancées.

3.2.2 - Evolution des dépôts dans le temps.

L'analyse des dépôts superficiels de l'éventail du Cap-Ferret et de la série des Grès d'Annot souligne le rôle fondamental de la topographie dans la répartition et l'organisation des dépôts. En retour, sous l'effet d'une sédimentation différentielle, les dépôts modifient la topographie du fond.

De plus, l'agencement des dépôts est lié à la nature de l'alimentation terrigène qui induit des processus de mise en place différents. Cela s'observe par la comparaison de l'éventail du Cap-Ferret et de la série des Grès d'Annot ou par l'opposition, dans les dépôts superficiels du Cap-Ferret, entre les différents épisodes climatiques.

Sur section sismique, l'évolution des dépôts dans le temps est assez facilement caractérisée par la modification de la surface de dépôt définie par les lignes temps. Dans le cas d'une alimentation terrigène constante, l'effet de la topographie sur la répartition des dépôts peut être mis en évidence. Par comparaison de la forme des séquences de dépôt et des UFS avec des modèles de sédimentation, une interprétation en termes de dynamique sédimentaire sera proposée.

Cependant des variations de l'alimentation terrigène induisent des modifications des caractères sismiques. Il peut s'agir soit d'un arrêt ou d'une augmentation de l'alimentation, soit d'un changement de la nature des apports qui se traduit par une modification plus ou moins importante de la forme des séquences de dépôt, des lieux de dépôt et des paramètres sismiques.

Ces deux facteurs, paléotopographie de dépôt et variation de l'alimentation terrigène, sont étroitement liés sur les sections sismiques et ne peuvent pas toujours être distingués. En l'absence de forages profonds, on ne peut ni définir des taux de sédimentation absolus, ni associer un faciès sismique donné à la lithologie des dépôts.

En conséquence, pour interpréter les sections sismiques Cap-Ferret en termes de dynamique sédimentaire, j'utiliserai le terme d'*énergie de dépôt*, une forte énergie de dépôt caractérisant une dynamique active près du fond (courants de turbidité de haute densité, glissement de pente), une faible énergie de dépôt une dynamique plus passive (décantation hémipélagique, courants de turbidité de faible densité).

Les variations des UFS et des épaisseurs relatives de dépôt seront associées à des variations de l'énergie de dépôt (capacité de transport, d'érosion...) en fonction des environnements morphologiques (chenaux, levées, partie proximale, partie distale de l'appareil).

Les variations verticales du caractère des réflexions seront liées à une fluctuation de l'énergie de dépôt qui est due soit au déplacement des environnements de dépôt (progradation, migration des chenaux), soit à une modification de l'alimentation terrigène.

Aussi proposerai-je souvent des modalités d'évolution des dépôts en considérant dans un premier temps que l'alimentation terrigène est constante, déterminant un *niveau moyen d'énergie constant*, et en analysant dans un deuxième temps les modifications liées à une fluctuation du niveau moyen d'énergie.

3.2.3 - Application à l'étude des chenalisations et des constructions latérales associées.

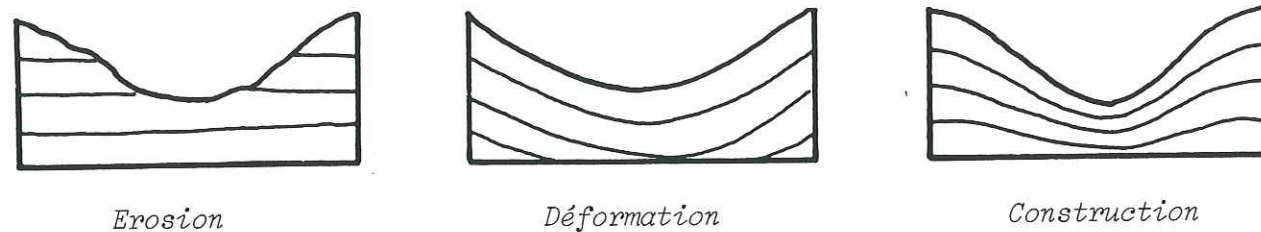
Je présente ici différents critères d'interprétation d'images sismiques théoriques, déduits de l'étude des dépôts superficiels de l'éventail du Cap-Ferret ou de la série des Grès d'Annot.

Pris ici dans son sens le plus large, le terme de *chenal* désigne toute forme en creux allongé visible dans la bathymétrie et reconnue sur section sismique, le terme de "*chenalisation*" correspondant à la création et l'évolution d'un chenal.

Par *construction latérale*, je définis les dépôts mis en place latéralement à un chenal et liés à sa présence, cela au sein d'une même unité de dépôt.

3.2.3.1 - Création des chenaux.

La création d'une forme en creux peut provenir soit d'une érosion, soit d'une déformation, soit de la permanence en un point de faibles dépôts par rapport à des dépôts latéraux importants.



Ces différents types de chenaux peuvent être, dans une certaine mesure, reconnus sur section sismique.

Un chenal d'érosion, créé par l'action de courants de turbidité, sera généralement mis en évidence par une opposition entre les UFS des dépôts érodés et les UFS des dépôts en remplissage. Si ces deux dépôts sont de nature très différente, la surface d'érosion peut correspondre à un réflecteur de forte amplitude. Tel n'est pas le cas d'une surface d'érosion séparant des dépôts de même nature.

Un chenal de déformation, issu de déformations gravitaires ou structurales souples, se reconnaît par l'absence d'une évolution du faciès sismique entre l'intérieur et l'extérieur du chenal.

Un chenal de construction s'identifie par l'évolution des surfaces de dépôt et par une différenciation des faciès sismiques. Dans le cas de la sédimentation turbiditique, il est créé par la construction de levées sédimentaires, à partir de dépôts de débordement. La variation du faciès sismique traduit une diminution de l'énergie de dépôt latéralement à l'axe du chenal.

La distinction entre un chenal de construction et un chenal d'érosion est associée (sauf dans le cas d'une érosion par glissement de pente) à la capacité de transport des courants de turbidité. Dans le chenal d'érosion, la capacité de transport est supérieure à celle d'un chenal de construction. Mais la présence de constructions latérales est avant tout liée au développement vertical des courants de turbidité, fonction de la nature des sédiments transportés.

3.2.3.2 - Evolution des chenaux.

Evolution dans l'espace :

Elle reflète l'amortissement d'amont en aval de la capacité de transport. Un chenal d'érosion peut évoluer ainsi vers un chenal de dépôt ou de construction. La surface d'érosion observée en amont correspond à la zone de "bypassing". Elle concerne un temps plus ou moins long et traduit une érosion importante momentanée ou une succession d'érosions mineures mais répétées.

Evolution dans le temps :

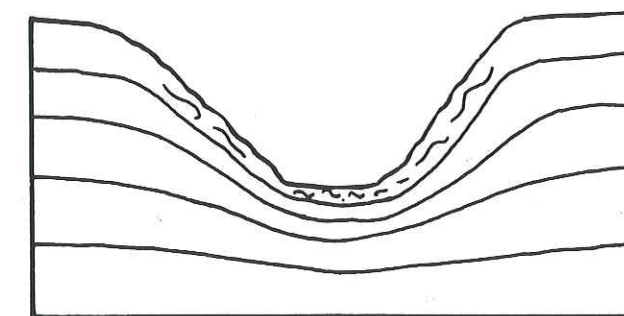
Elle résulte, une fois le chenal formé, d'une organisation des dépôts en fonction d'une topographie changeante ou d'une modification du niveau moyen d'énergie.

Niveau moyen d'énergie constant.

L'exemple des Grès d'Annot montre que, dans le cas d'une alimentation terrigène grossière, les dépôts tendent à combler les dépressions et former des remplissages en "onlap". Les chenaux de distribution ont, dans ce cas, une amplitude réduite et se déplacent latéralement rapidement. Ce type de dépôt doit donc, sur section sismique, se reconnaître par l'absence de chenaux permanents et par un caractère subhorizontal des réflexions.

Dans le cas de l'éventail du Cap-Ferret, on constate que les dépôts superficiels se répartissent en fonction de la topographie qu'ils tendent à accuser, les chenaux étant une zone de faible sédimentation. Il s'agit donc de chenaux de construction.

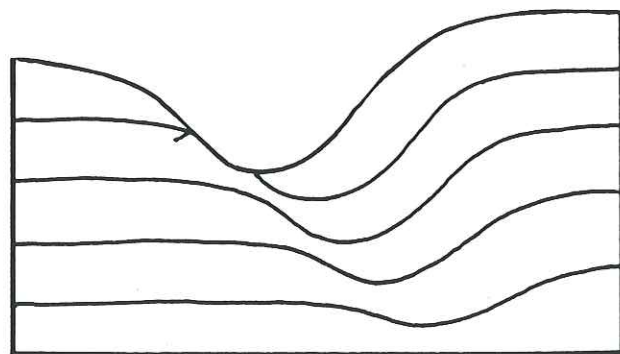
Si l'on considère une alimentation terrigène constante, on peut envisager pour ce type de chenal l'évolution suivante au cours du temps :



Le chenal s'approfondit progressivement par dépôt différentiel entre son axe et ses bordures. Cela entraîne une augmentation de l'énergie de dépôt dans l'axe du chenal par concentration des courants de turbidité dont la capacité de transport augmente. A partir d'un certain seuil, les levées ont une amplitude trop grande pour être atteinte fréquemment par les débordements turbiditiques ; elles sont aussi le siège de glissements de pente qui viennent combler le fond du chenal.

Dans ce modèle d'évolution, la continuité des réflecteurs sera de plus en plus difficile à établir entre les dépôts de chenaux et les dépôts latéraux équivalents.

L'analyse de la carte bathymétrique du Cap-Ferret montre toutefois une nette dissymétrie entre les dépôts de part et d'autre des chenaux. Cela a été interprété comme un effet probable de l'accélération complémentaire de Coriolis qui induit une dissymétrie des dépôts de débordement et le déplacement du chenal vers le flanc le moins endigué selon le schéma suivant.



Le flanc du chenal opposé au sens de la migration est caractérisé par des processus d'accrétion, le flanc du chenal vers lequel s'effectue la migration, par des processus de non dépôt ou d'érosion.

Fluctuation du niveau moyen d'énergie.

L'interprétation de la fluctuation verticale des UFS en termes de variation de l'alimentation terrigène, induisant une variation du niveau moyen d'énergie, peut se faire sur la base des observations des dépôts superficiels de l'éventail du Cap-Ferret, lesquelles mettent en évidence une opposition entre la distribution des dépôts en bas niveau marin (niveau moyen d'énergie élevé) ou de haut niveau marin (bas niveau moyen d'énergie). On peut considérer qu'une phase de construction de levée correspond à un niveau d'énergie élevée, inversement, une phase de remplissage des chenaux à un faible niveau d'énergie.

Toutefois, il est difficile d'extrapoler ces observations faites sur quelques mètres de sédiments à des séquences de dépôt d'épaisseur hectométrique. Il faut tenir compte du fait qu'une courte période de forte alimentation peut être plus visible qu'une longue période de faible alimentation et qu'une seule séquence de dépôt à l'échelle sismique peut représenter plusieurs niveaux d'énergie. De plus, l'absence de dépôts de débordement peut être le résultat d'une nature gréseuse des apports ; au contraire, l'absence de dépôt dans le chenal peut être due à un déficit, dans l'alimentation terrigène, de matériaux grossiers susceptibles de former des dépôts résiduels dans l'axe des chenaux.

Il n'est pas possible d'associer systématiquement une phase de construction de levée à un niveau moyen d'énergie élevé ni, inversement, une phase de colmatage des chenaux à un bas niveau moyen d'énergie.

Il importe donc de définir, avec un maximum de précision, les relations entre les UFS et les séquences de dépôt avant de proposer une interprétation en termes de niveau d'énergie, interprétation qui doit être étayée par la connaissance du cadre géologique des dépôts étudiés.

- DEUXIÈME CHAPITRE -

IMAGES SISMQUES CARACTERISTIQUES : LEUR INTERPRETATION DYNAMIQUE.

L'objet de ce chapitre est de décrire et d'analyser des images sismiques caractéristiques, c'est-à-dire des configurations particulières des réflexions sismiques qui, en dehors d'un cadre chronostratigraphique, peuvent se prêter en tant que telles à une interprétation en termes de processus de dépôt.

J'ai choisi de présenter les images les plus significatives, à savoir des images qui, observées à plusieurs reprises sur l'ensemble des sections, sont interprétables en fonction des acquis de la stratigraphie sismique et de la connaissance de la dynamique sédimentaire en milieu marin profond.

Je me limiterai à l'étude :

- des principales configurations rencontrées (configurations de progradation, en drapage de feuillets, de remplissage, en monticule) et des UFS associées ;
- des formes de chenalisation et de construction latérale associées,
- des déformations gravitaires.

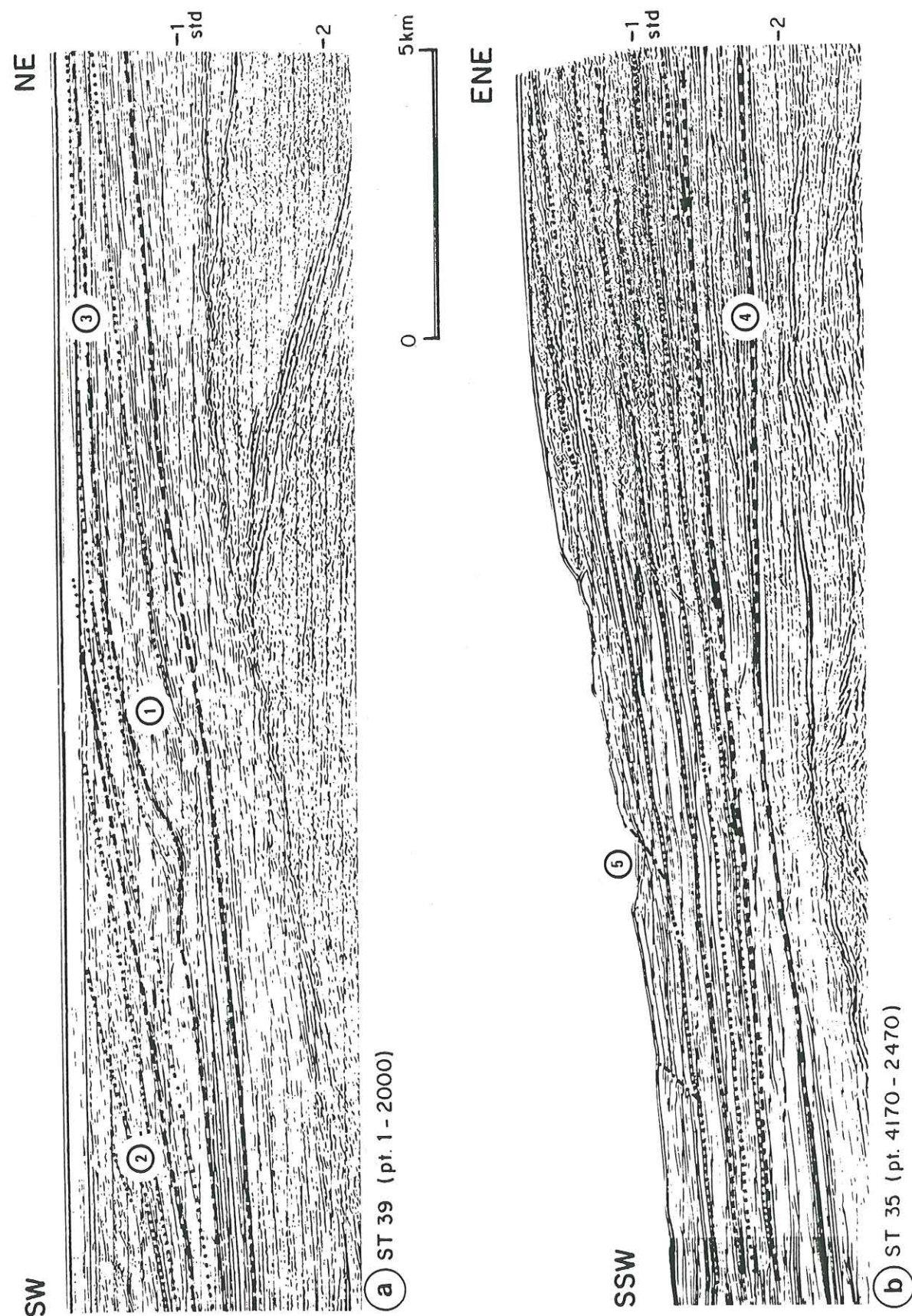


Fig. 58 - Configuration de progradation.

(1) progradation sigmoïde - (2) progradation oblique - (3) topset - (4) bottomset - (5) glissement.

1 - LES PRINCIPALES CONFIGURATIONS

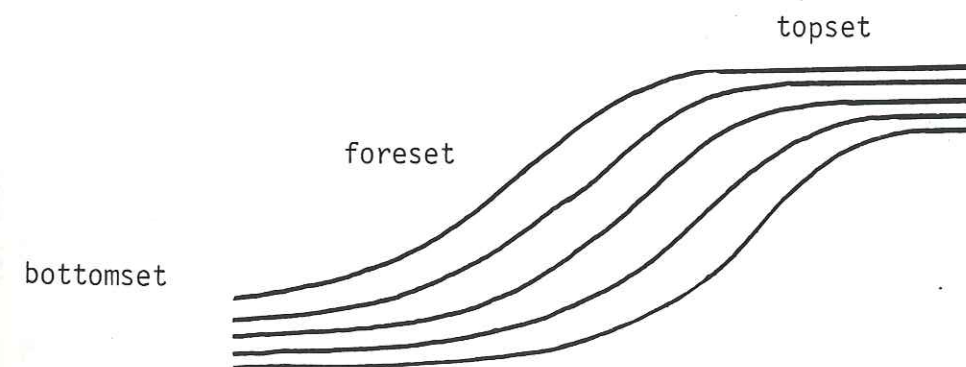
1.1 - Configuration de progradation.

Cette configuration est caractéristique d'une sédimentation se développant plus latéralement que verticalement, tout en conservant une forme de dépôt identique.

Les formes de progradation s'observent à différentes échelles. Leur ampleur est maximale au niveau des talus continentaux. Deux types extrêmes de configuration de progradation sont observés sur la marge continentale d'Aquitaine.

1.1.1 - Configuration de progradation sigmoïde.

Elle résulte de la superposition de réflexions en "S" qui proviennent de strates dont les parties supérieures et inférieures sont peu épaisses et faiblement inclinées par rapport à leur partie médiane.



La section ST 39 (fig. 58a), située sur le plateau continental actuel, est parallèle à la direction de progradation et illustre ce type de configuration.

Chaque "muscle" progradant comporte, à l'échelle du talus, des dépôts de plateau (topset), de pente (foreset), de bas de pente (bottomset). Les dépôts de "topset" sont parallèles au toit de la séquence et ceux de "bottomset" s'aminçissent à l'extrême vers l'aval-pendage.

La préservation des dépôts de "topset" nécessite une tranche d'eau assez importante sur le plateau. Il faut donc que la subsidence soit importante ou que les apports sédimentaires soient faibles. Ce type de configuration est interprété comme résultant de dépôts s'effectuant dans un environnement général d'assez faible énergie.

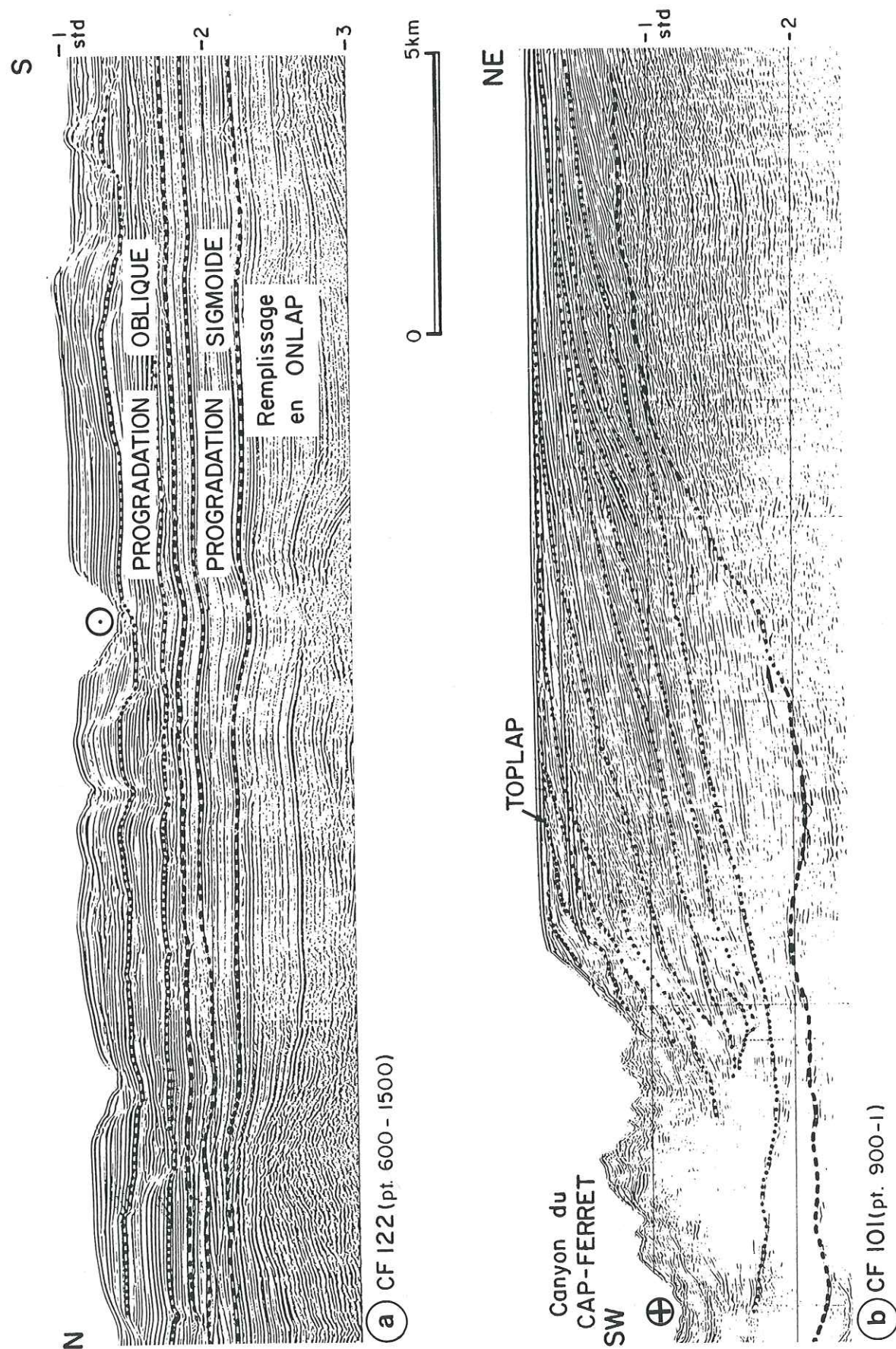
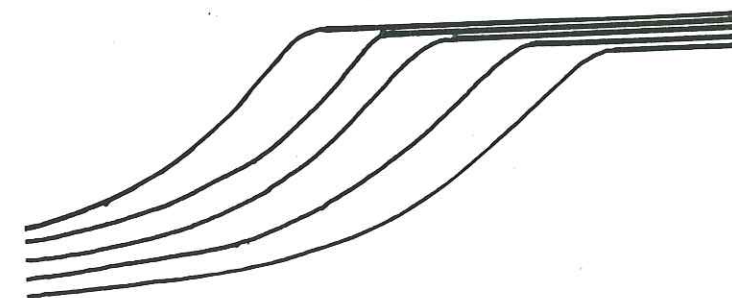


Fig. 59 - Configuration de progradation
(a) section perpendiculaire à la direction de progradation
(b) tête du canyon du Cap-Ferret.

On constate, toutefois, la présence de chenaux qui, bien développés au niveau de la pente, se ramifient rapidement vers l'aval et perdent de leur ampleur. Ils évoluent par remplissage et accrétion unilatérale en continuité des dépôts de pente et de plateau. Il semble donc que ce type de configuration sigmoïde puisse être associé à des apports sédimentaires qui se déposent principalement sur les pentes et créent des systèmes de chenaux assez permanents. Il s'agirait donc d'une sédimentation fine à partir de suspensions près du fond ("lutites flow", turbidites de vases).

1.1.2 - Configuration de progradation oblique.

Par rapport à la configuration sigmoïde, la progradation oblique ne présente pas ou très peu de dépôt de "topset".



Dans le cas de la marge aquitaine, ce type de configuration se trouve très bien exprimé par les séquences de dépôt supérieures qui constituent le talus continental actuel (fig. 58).

On constate que la progradation s'effectue presque uniquement par dépôts de pente. A la rupture de pente, ils se terminent en "toplap" et les dépôts sur le plateau sont excessivement réduits. Contre la surface de dépôt inférieure, ils se terminent brutalement en "downlap" (dans les limites du pouvoir de résolution de la sismique employée) ou passent à des "bottomsets" très minces.

La continuité des réflexions est moindre que dans le cas des progradations sigmoïdes. Cela est mis en relation avec :

- la présence de chenaux perpendiculaires à la direction de progradation (fig. 59a) ,
- des glissements de pente (fig. 58b) dus à la forte inclinaison de la surface de dépôt.

Ce type de progradation implique un transit sans dépôt des matériaux sur le plateau, donc un niveau relativement bas de la mer. Il semble

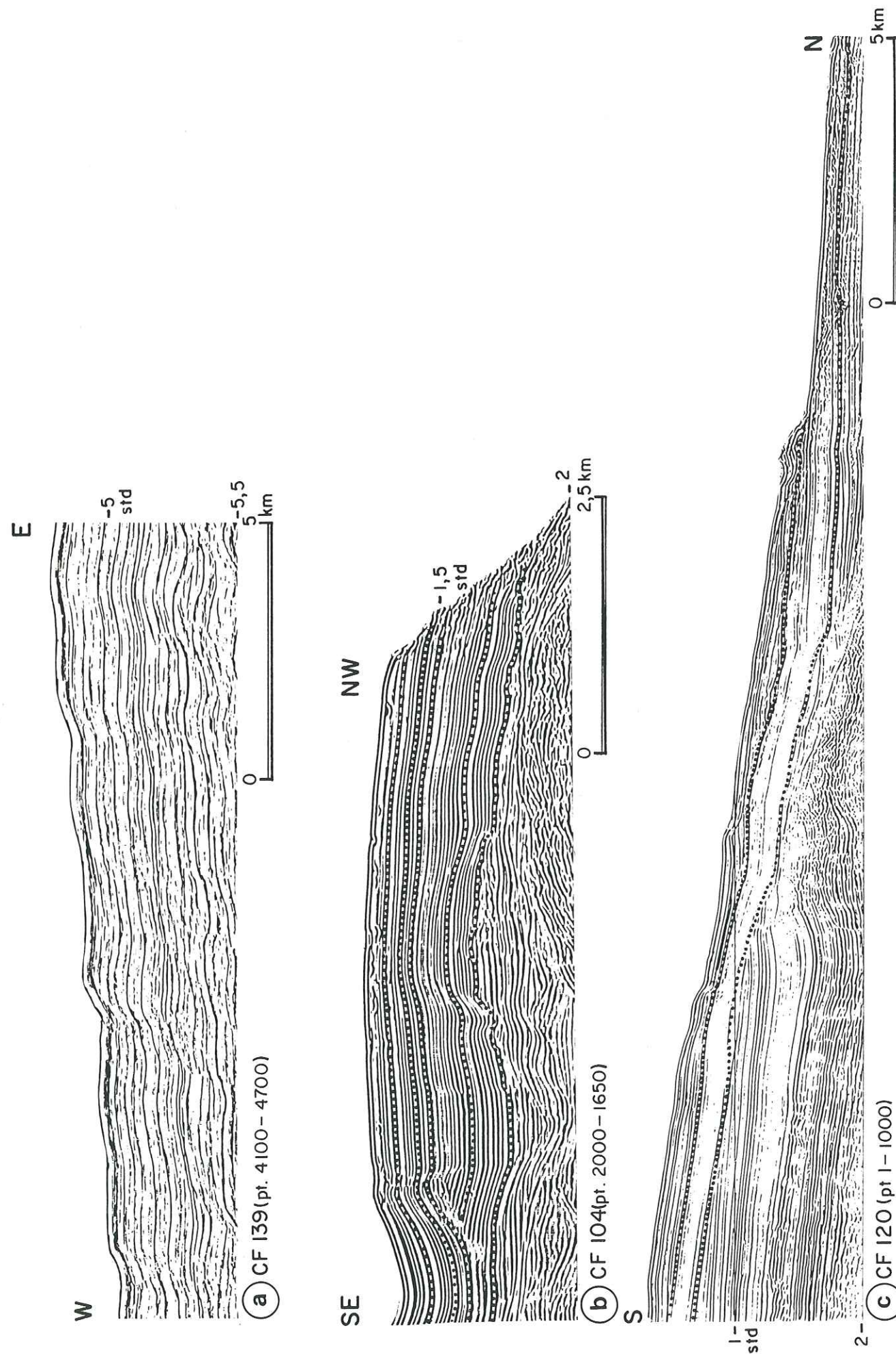


Fig. 60 - Configuration en feuillets, en drapage de feuillets.

par ailleurs que cette forme de dépôt soit associée à des apports sédimentaires importants, comme l'atteste la présence de nombreux chenaux de distribution, de glissements en masse et de traces d'érosion.

Remarque :

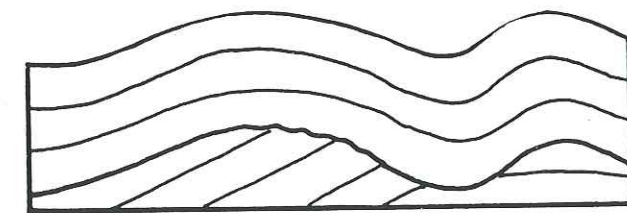
Les exemples de configuration de progradation ont été choisis là où celle-ci est le mieux exprimée, c'est-à-dire au sein du talus continental aquitain qui s'avance rapidement sur le plateau marginal landais ; les dépôts de "bottomset", peu épais, sont caractérisés dans leur ensemble par une très bonne continuité des réflexions.

Par contre, en tête du graben du Cap-Ferret (fig. 59b), la progradation du talus s'effectue sur une distance plus courte, mais il faut surtout constater que les dépôts de remplissage du graben du Cap-Ferret correspondent, au sens large, à des dépôts de "bottomset" d'une unité progradante. Ainsi les dépôts qui demeurent sur la pente ne représentent qu'une faible part du volume de sédiments qui y a transité.

1.2 - Configuration en feuillets et en drapage de feuillets.

Les UFS ayant une forme externe en feuillet, limitée par des surfaces planes et parallèles, s'observent à la fois au niveau du plateau continental, de la plaine abyssale, du remplissage de chenaux et de dépôts de débordement. Elles seront donc interprétées en fonction de relations latérales avec les autres types de configuration.

Les UFS en drapage de feuillets sont constituées de réflexions parallèles provenant de strates qui moulent la topographie sous-jacente.



Cela met en évidence une sédimentation uniforme dans un milieu de très faible énergie. Seules des configurations se rapprochant de celles en drapage de feuillets ont été observées. Je donnerai trois exemples.

- Les unités supérieures de la partie proximale de la levée nord (fig. 60a) illustrent parfaitement ce caractère de sédimentation uniforme. Les réflecteurs sont très continus, parallèles et conservent la forme initiale ondulée de la surface de dépôt.

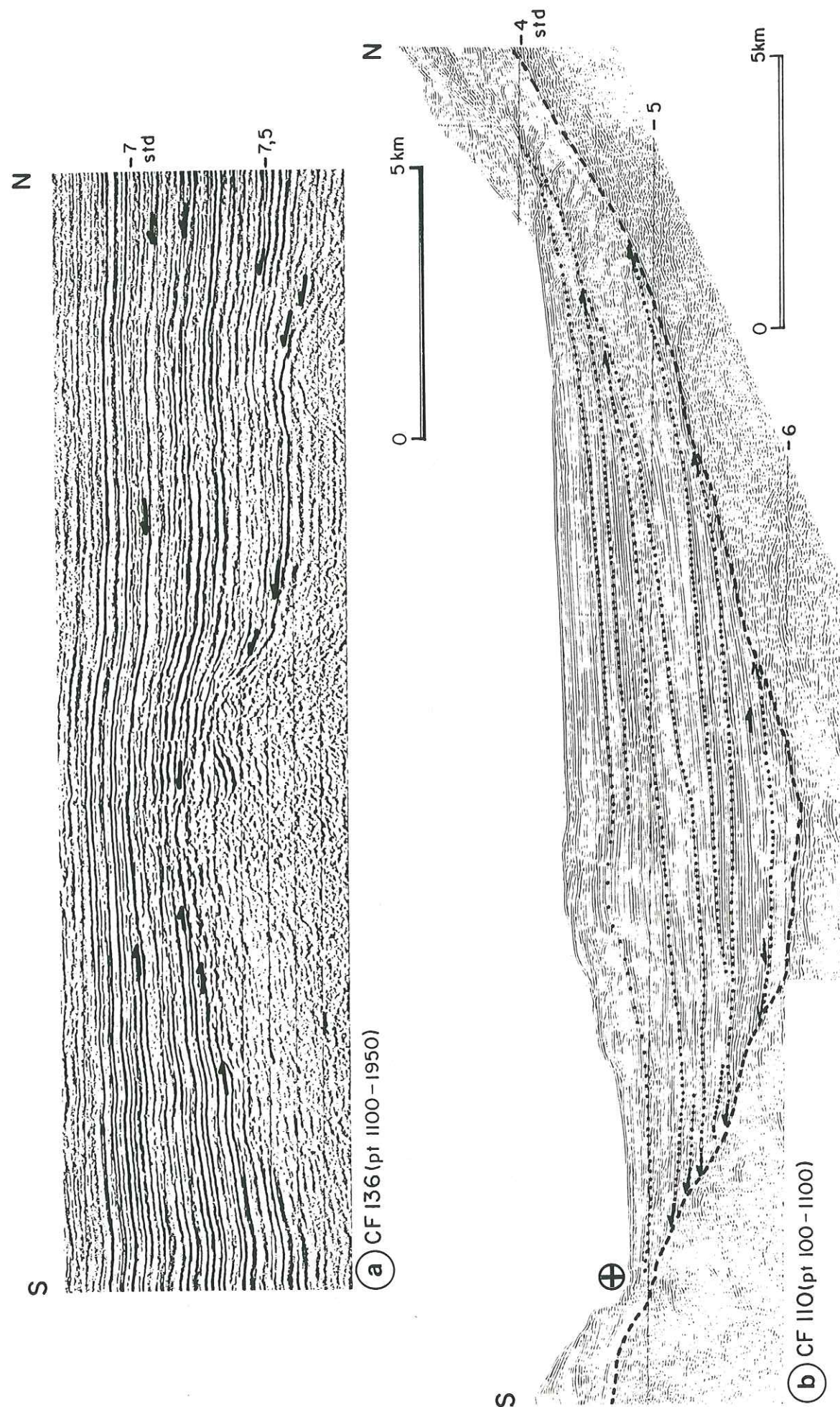


Fig. 61 - Remplissage en onlap
(a) plaine abyssale
(b) graben du Cap-Ferret.

Il s'agit de dépôts de débordement constitués de turbidites fines. Le caractère drapant indique que les panaches turbides dont ils sont issus s'étalent très largement sur la levée. Néanmoins, les dépôts, malgré un caractère sismique identique, se biseautent progressivement vers l'arrière-levée.

- Un deuxième exemple est pris (fig. 60b) sur le flanc sud de la tête du canyon du Cap-Ferret. Les dépôts observés correspondent au "bottomset" de progradation. La dernière séquence de dépôt moule une surface d'érosion consécutive à un glissement en masse. Il faut remarquer la continuité du caractère sismique des réflexions dans la zone en dépression et, dans le détail, noter que les dépôts tendent toutefois à oblitérer ce paléorelief : ils sont en effet légèrement plus épais dans les creux.

La continuité du caractère sismique met en évidence un milieu de dépôt calme à l'abri des grands axes de transport. Il doit s'agir de dépôts argileux (hémipélagites, turbidites de vases). Cette interprétation est conforme aux résultats de l'étude des sédiments superficiels qui met en relief des dépôts importants, mais continus, de vases silteuses homogènes depuis le Würm 3.

- Le profil 120 (fig. 60c) constitue un dernier exemple de dépôt à caractère drapant. On constate toutefois un biseautage des strates, l'amplitude du paléorelief est atténuée au cours du dépôt de la séquence ; de même le caractère des réflexions évolue faiblement entre la zone haute et la zone en dépression.

Ce type de dépôt est donc intermédiaire entre un dépôt drapant et un dépôt de remplissage. Il résulte d'une sédimentation contrôlée en partie par le fond, donc soit de turbidites fines, soit de dépôts à partir de couches néphéloïdes.

Remarque :

Bien que très proches, ce type de dépôt à caractère drapant et celui en feuillet, déformé postérieurement, doivent être bien distingués.

1.3 - Configuration de remplissage.

Les UFS de remplissage constituent des dépôts qui comblent des dépressions topographiques. Leur taille et leur caractère sismique peuvent être très variés, du remplissage calme de bassin au remplissage chaotique de chenal.

1.3.1 - Remplissage en "onlap".

Cette configuration, observée à différentes échelles, est caractérisée par des réflecteurs subhorizontaux se terminant latéralement en "onlap" sur les flancs d'une dépression.

La mégaséquence post-Eocène moyen de la plaine abyssale constitue un exemple de remplissage en "onlap". La figure 61a montre la continuité des réflecteurs, de fréquence et d'amplitude variables, qui se biseautent sur le substratum tectonisé. En raison d'une subsidence différentielle ou à la suite d'un rejeu tectonique, des discordances avec des contacts en "onlap" s'individualisent au sein de la séquence de remplissage.

Ce type de configuration est classiquement interprété comme l'image de turbidites distales.

A l'opposé de ce "remplissage calme", les remplissages en "onlap" peuvent être associés à des dépôts fortement chenalisés, ainsi que l'illustre le profil CF 110 (fig. 61b) au débouché du graben du Cap-Ferret. Les surfaces de dépôt sont dans l'ensemble horizontales, malgré le décalage en hauteur, qui s'accroît vers le haut de la section, entre dépôts d'axes de chenaux et dépôts latéraux équivalents. Ainsi les terminaisons en "onlap" s'observent sur les flancs de la paléodépression du Cap-Ferret comme au sein de la mégaséquence de remplissage.

Si les UFS d'axes de chenaux présentent parfois une géométrie de remplissage en "onlap", le caractère sismique (amplitude variable, réflecteurs chaotiques) indique un niveau d'énergie élevée. Par contre, les UFS, constituées par les dépôts de la banquette nord, sont semblables à celles décrites précédemment dans la plaine abyssale.

Il s'agit ici, d'après les données superficielles, de dépôts de débordement à partir des axes de chenaux situés en contrebas. Il existe donc une convergence de faciès sismique entre turbidites distales et dépôts de débordement turbiditique.

Remarque :

Ces types de remplissage en "onlap" sont généralement interprétés comme des turbidites distales de faible énergie, donc à potentiel argileux. Or, les études de terrain sur les turbidites gréseuses ou celles de MUTTI et RICCI LUCCHI (1975) sur les lobes gréseux des éventails à haute efficacité de transport montrent que ce type de dépôt peut s'étaler sur de grandes distances avec des surfaces de strates très horizontales. Ainsi l'interprétation d'un remplissage en "onlap" en termes de potentiel sableux ne doit pas être rejetée à priori.

1.3.2 - Configuration en coin.

Contrairement à l'unité de remplissage en "onlap", la configuration en coin ou remplissage de bas de pente présente un amincissement vers le centre de la dépression. Les limites de la séquence sont marquées par des "downlap" à sa base et les "onlap", à son toit, de la séquence supérieure.

Une telle configuration est illustrée par la section présentée précédemment. Elle se place entre deux séquences de remplissage en "onlap" (fig. 62a).

En forme de fuseau qui s'amincit de la pente armoricaine au centre de la dépression du Cap-Ferret, cette séquence est donc mise en place à partir de la marge armoricaine. On constate le passage de réflecteurs chaotiques à des réflecteurs continus. Perpendiculairement à la direction du pendage (fig. 62b) cette séquence présente une configuration en feuillets. Enfin elle se termine, au centre de la dépression, dans un remplissage d'un paléochenal du Cap-Ferret.

Ces caractères ne sont pas ceux de dépôts de débordement à partir du chenal Cap-Ferret, mais ceux de dépôts issus de la marge armoricaine, dépôts de glissement de pente (faciès chaotique) qui s'étalent et s'organisent progressivement vers l'aval-pendage, ces sédiments étant ensuite redistribués par le système Cap-Ferret. Sur la section parallèle à la marge, on constate l'absence de chenaux importants au sein de cette séquence. Elle ne correspond pas, au sens strict, à un remplissage en éventail à partir d'un des canyons entaillant la marge armoricaine, mais cependant on peut l'associer à une période d'alimentation préférentielle du flanc nord au graben du Cap-Ferret, consécutive à un bas niveau marin ou à un rejeu tectonique déstabilisant les dépôts de pente.

Un autre type de configuration en coin s'observe sur le flanc sud de la dépression de Cap-Ferret (fig. 62c). L'UFS de très faible amplitude s'amincit vers le centre de la dépression, elle est recouverte en "onlap" par les dépôts d'axes de chenaux ; elle paraît donc se rapporter essentiellement aux premières séquences de dépôt en remplissage.

Etant donné :

- la très faible amplitude des réflexions,
- la présence de la structure sud Cap-Ferret qui limite ici une possibilité d'alimentation, dès la base du remplissage, à partir du plateau marginal landais,
- les relations avec les premières unités de remplissage faiblement chenalisées,

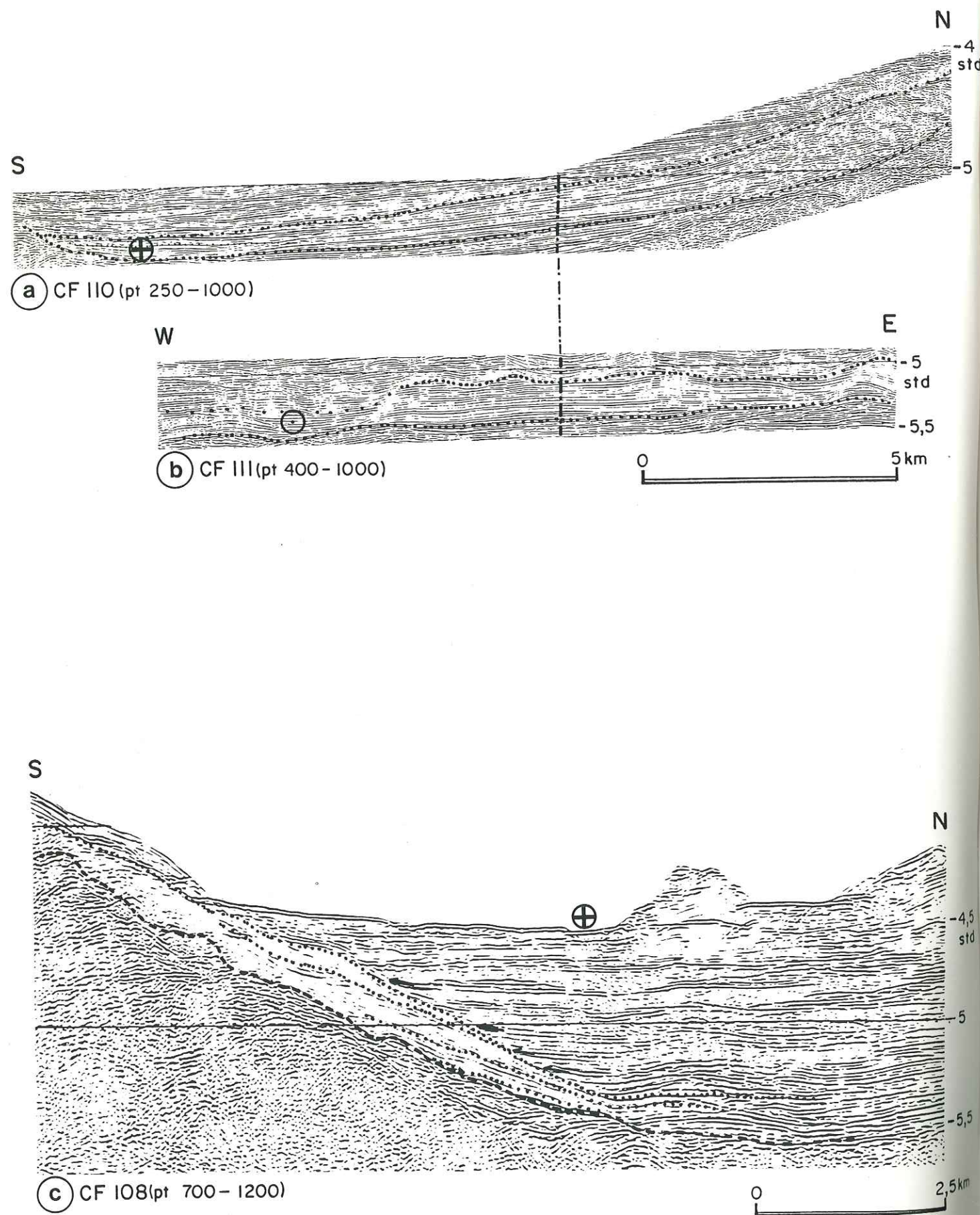


Fig. 62 - Configuration en coin.

je pense que ce sont des dépôts de très faible énergie (hémipélagites, turbidites de vases) qui s'accumulent préférentiellement dans une zone abritée des courants de marée ou des courants de turbidité de forte énergie, ce qui implique un temps de sédimentation relativement long.

Ce type de dépôt dont les réflecteurs ont une très faible amplitude s'oppose à la configuration en coin formée par les "bottomsets" de progradation qui, par condensation, présentent des faciès sismiques de plus forte amplitude.

1.3.3 - Remplissage chaotique.

Ce type de remplissage s'oppose au remplissage calme en "onlap" par la discontinuité des réflecteurs et leur mauvaise organisation.

Cette configuration est le plus souvent associée à des remplissages de chenaux (fig. 63) mais, comme nous le verrons dans l'étude des formes de chenalisation, il convient de distinguer les UFS qui, perpendiculairement au chenal, se prolongent par des UFS de meilleure continuité et celles qui sont strictement limitées à un comblement de chenal avec une forme en creux bien nette. Dans le premier cas le toit de l'UFS est irrégulier, difficile à définir ; dans le deuxième cas, il est plus net et horizontal, donnant un aspect de remplissage en "onlap". Ce faciès est interprété comme étant dû à des dépôts peu structurés ou présentant des contrastes lithologiques et donc comme des dépôts de forte énergie. Cette interprétation en termes de niveau d'énergie doit être nuancée en fonction de l'évolution latérale de ce faciès sismique. En effet, il peut résulter, par exemple, de la déformation de dépôts de faible énergie sous l'effet de la gravité.

1.3.4 - Remplissage en configuration sigmoïde.

Ce type de configuration est mis en évidence par des formes de chenaux qui se déplacent au fur et à mesure du dépôt (fig. 64). Un flanc du chenal est en accrétion alors que l'autre se caractérise par l'absence de dépôt. Sur l'exemple donné, la continuité des réflecteurs avec les dépôts de progradation sigmoïde indique un milieu de faible énergie.

1.3.5 - Remplissage complexe.

Les différents types de remplissage complexe, généralement associés à la présence de chenaux, seront analysés plus en détail dans le paragraphe "Chenalisation et constructions latérales associées". Je ne présente ici qu'un exemple (fig. 65).

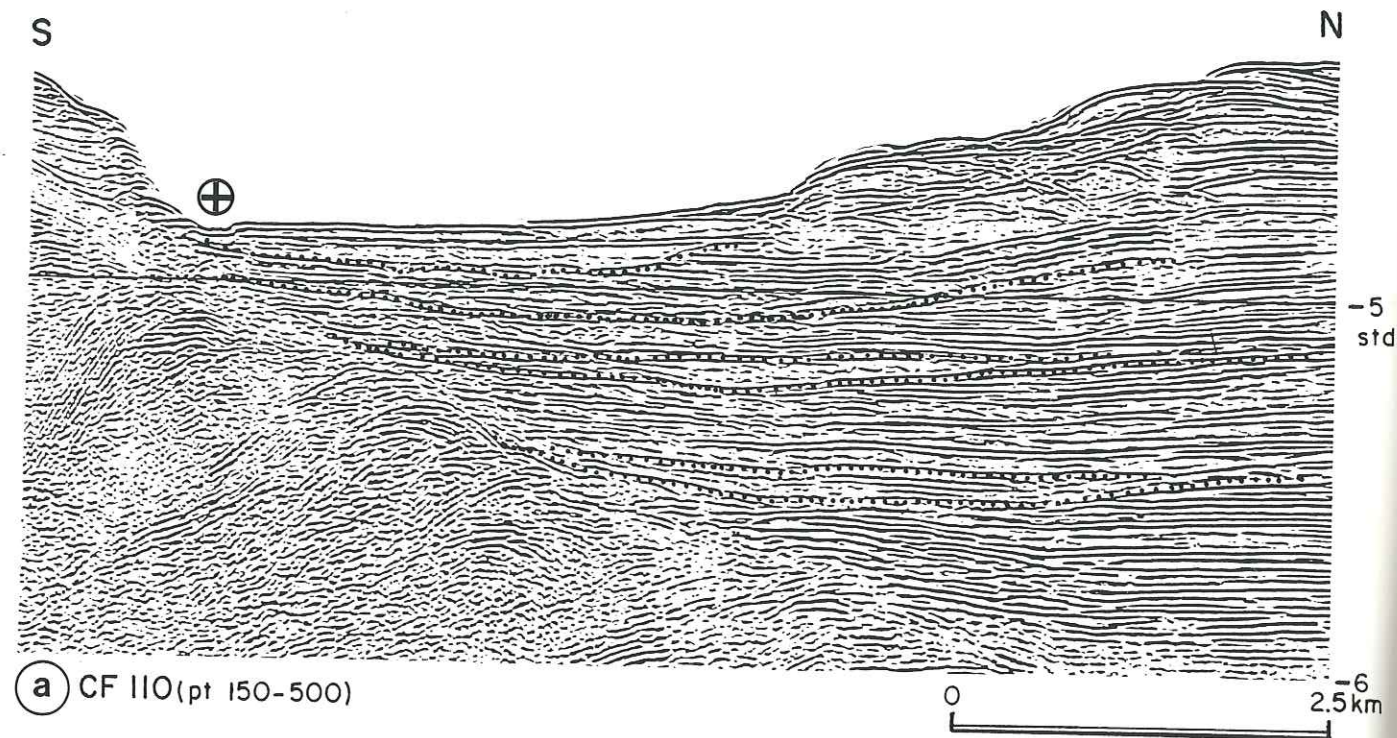


Fig. 63 - Remplissages chaotiques d'axes de chenaux.

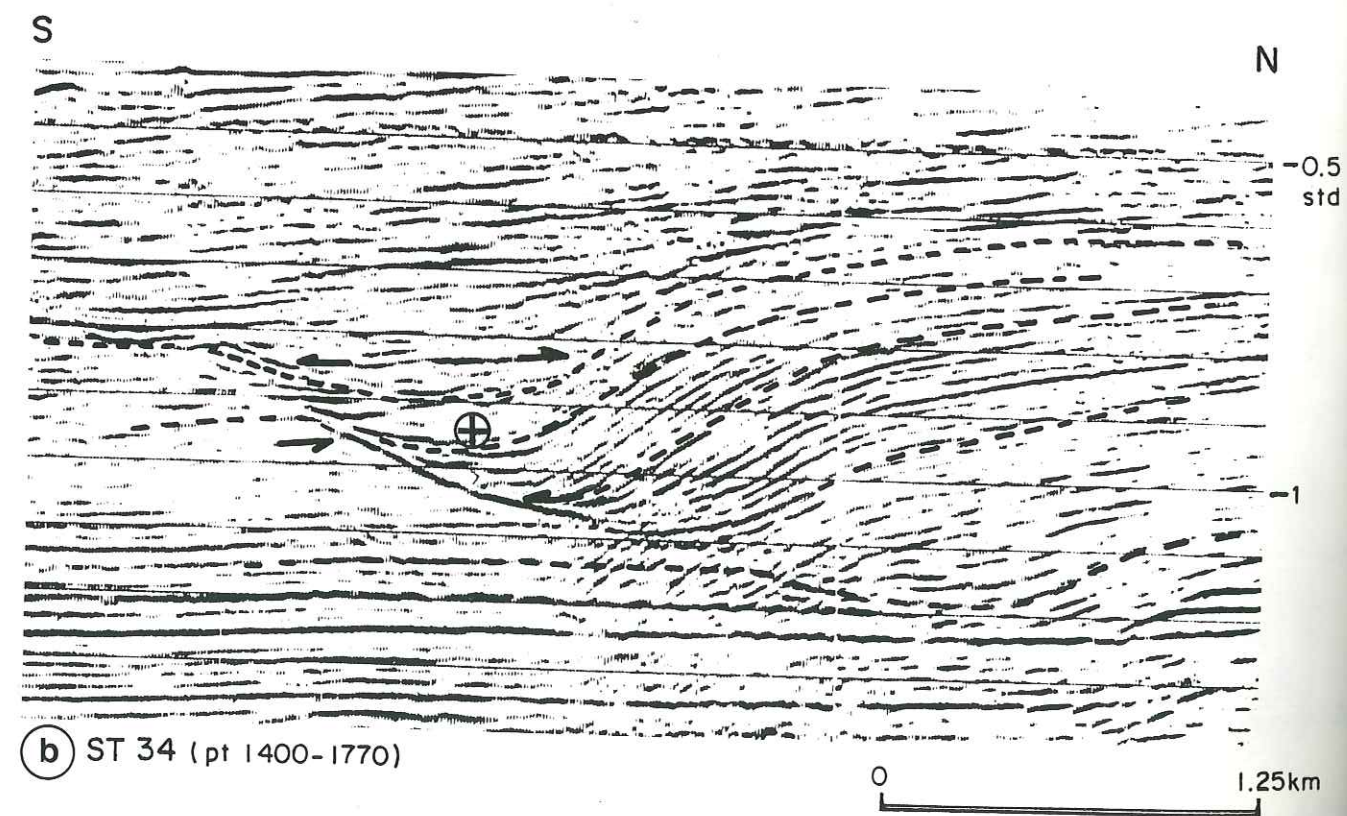


Fig. 64 - Remplissage en configuration sigmoïde, chenal d'accrétion.

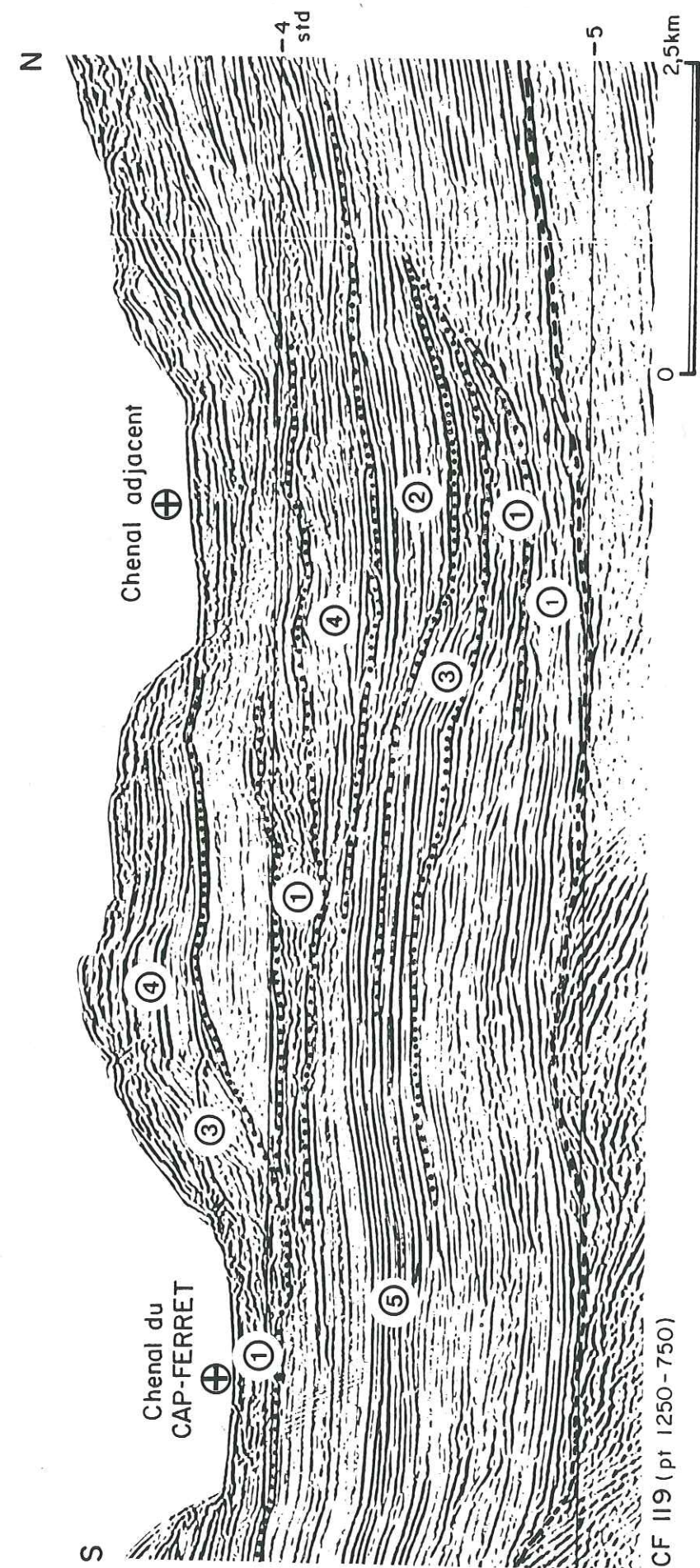


Fig. 65 - Remplissage complexe.

- (1) remplissage chaotique - (2) remplissage en onlap - (3) accrétion latérale -
- (4) dépôt en monticule - (5) configuration en feuillet dans un chenal adjacent.

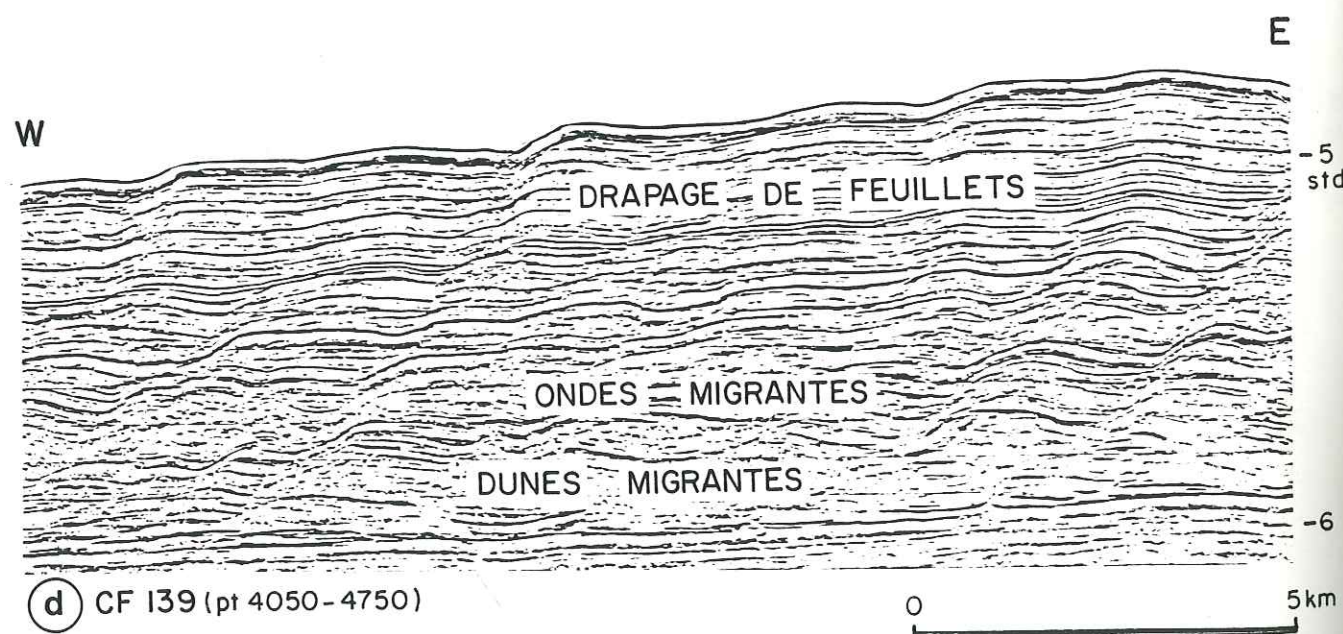
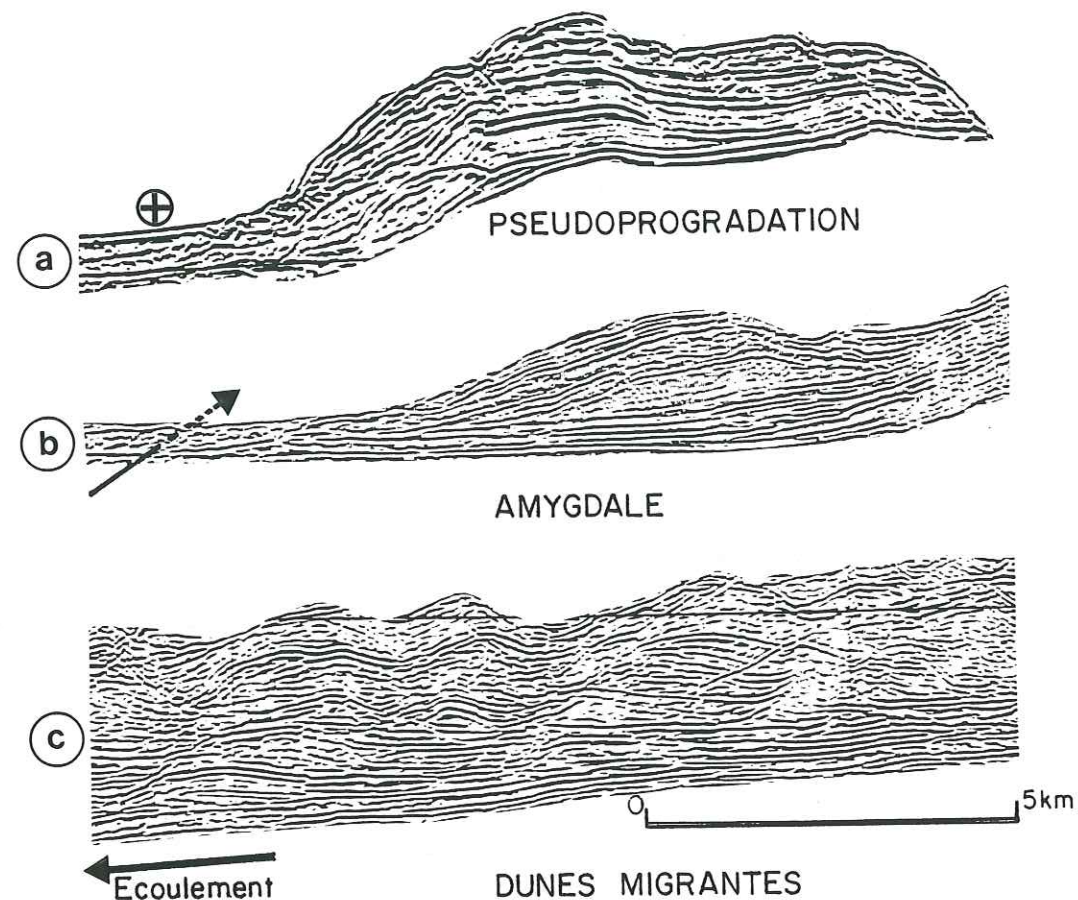


Fig. 66 - Configuration en monticule.

L'ensemble de la mégaséquence de remplissage peut être qualifié de remplissage complexe. Les dépôts s'accumulent préférentiellement dans la paléodépression mais la surface de dépôt tend à devenir progressivement plus accidentée du fait de l'évolution des chenaux. Les UFS en remplissage de chenaux (remplissage chaotique, en "onlap", de progradation) passent latéralement à des UFS de meilleure continuité (remplissage en "onlap", en feuillets, en drapage de feuillets).

1.4 - Configuration en monticule.

Les dépôts en monticule proviennent de strates formant des élévations au-dessus du niveau général des strates environnantes. Ils s'opposent aux dépôts en remplissage.

Cette configuration, abstraction faite d'une déformation postérieure au dépôt, caractérise les dépôts de levées sédimentaires qui se mettent en place en hauteur latéralement aux chenaux de transport. Selon leur éloignement par rapport aux axes de transport, selon le modelé de la topographie initiale et l'orientation des profils sismiques, de nombreuses configurations peuvent être observées. Je n'en présenterai ici que quelques exemples.

Configuration en pseudo progradation (fig. 66a) :

Chaque séquence de dépôt, comprenant aussi les dépôts de chenaux, se déplace latéralement, donnant un aspect de progradation sigmoïde. Mais celle-ci s'effectue perpendiculairement aux axes de transport. Pour distinguer ce type de configuration de celle de talus continental, j'emploierai le terme de "pseudo-progradation" ou "d'accrétion latérale".

Configuration en amygdale (fig. 66b)

Par rapport à la précédente, la configuration en amygdale se développe principalement sur le rebord des chenaux. Du fait de la pente de dépôt, elle peut être modifiée par des déformations gravitaires. Le caractère sismique est très variable. L'amincissement vers le chenal est toujours marqué, il est très rapide ou progressif vers l'extérieur.

Configuration en dunes et ondes migrantes (fig. 66c) :

La configuration en amygdale se rapproche de la forme dune hydraulique. Ces formes de dépôt sont rarement isolées, et l'on observe la juxtaposition de ces formes en dune qui migrent vers l'amont. La migration s'effectue

par accrétion avec "downlap" sur le côté le moins incliné, dirigé vers l'amont, où les réflecteurs ont une bonne continuité et une forte amplitude.

Il convient de distinguer le faciès "dune hydraulique" (fig. 66d) qui caractérise les dépôts qui forment une paléotopographie ondulée, du faciès "ondes migrantes" qui perpétue la forme du dépôt sans l'accentuer, mais avec un déplacement latéral, et enfin du faciès en drapage de feuillets qui conserve la forme des structures sans migration.

Sur cet exemple, du fait du déplacement du chenal d'alimentation, l'évolution des UFS de bas en haut de la section correspond à un éloignement des dépôts par rapport au chenal. En conséquence, l'évolution constatée (dunes hydrauliques, ondes migrantes, drapages de feuillets) est représentative d'une diminution d'énergie de dépôt en fonction de l'éloignement par rapport au chenal.

De plus, on constate que, lorsque la paléotopographie est peu contrastée, des formes en dunes et en amygdales se développent en bordure des chenaux. Inversement, quand le chenal est très encaissé, les dépôts de remplissage passent rapidement à des dépôts en feuillets.

Cela montre qu'il existe un gradient d'énergie horizontal et vertical au niveau des processus de sédimentation.

2 - CHENALISATION ET CONSTRUCTIONS LATÉRALES ASSOCIÉES

Sur section sismique, un chenal peut être défini par une dépression au sein d'une paléosurface (ligne temps). Cependant, le plus souvent, la présence de chenaux est mieux mise en relief par des unités de faciès sismiques particulières s'opposant à celles des dépôts latéraux associés.

En conséquence et dans un premier temps, je décrirai ces différentes unités de faciès sismiques ; dans un deuxième temps, j'étudierai et interpréterai, à partir d'exemples types, les relations entre ces unités.

2.1 - Les unités de faciès sismiques de chenaux (fig. 67).

2.1.1 - UFS chaotique et de faible amplitude.

C'est une UFS caractérisée par une amplitude et une organisation des réflexions très faibles.

Généralement limitée à une forme externe en remplissage de chenaux, elle peut comprendre quelques réflecteurs uniques plans, horizontaux, de forte amplitude, qui mettent en évidence l'isopacité des dépôts dans l'axe du chenal.

Ce faciès sismique témoigne de dépôts homogènes (rares réflexions) ou très peu organisés. En ce sens, il peut correspondre à des sédiments grossiers ou très fins.

2.1.2 - UFS chaotique et de forte amplitude.

Elle se distingue de l'UFS précédente par une plus forte amplitude des réflexions, mais la continuité est toujours faible. La configuration est chaotique ou présente une tendance à l'organisation.

Cette UFS se limite à une séquence de remplissage de chenal ou passe, par augmentation de la continuité des réflexions, à des UFS de dépôts latéraux.

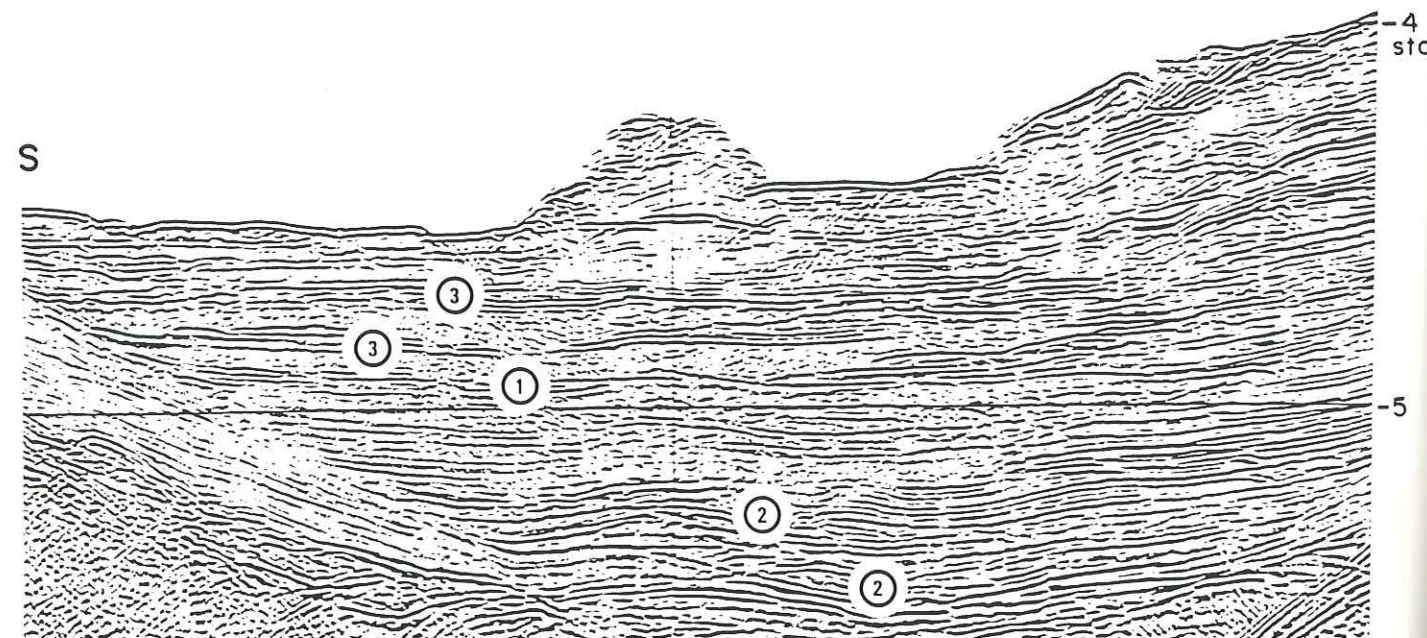
Elle est le reflet de dépôts faiblement structurés comportant, du fait de l'amplitude élevée des réflecteurs, des contrastes de lithologie. Il doit donc s'agir d'un niveau d'énergie assez élevé.

2.1.3 - UFS de bonne continuité et de forte amplitude.

Elle se présente sous la forme de quelques réflecteurs d'assez basse fréquence, subhorizontaux transversalement aux chenaux. Elle peut occuper

N

S

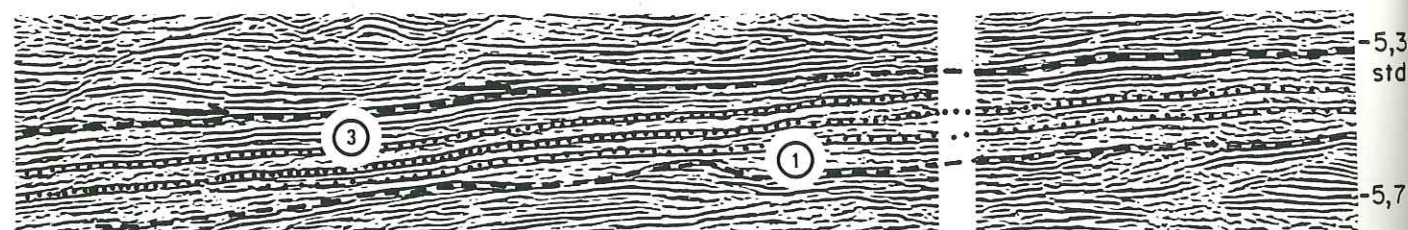


CF 108 (pt 900-1250)

0 2.5km

W

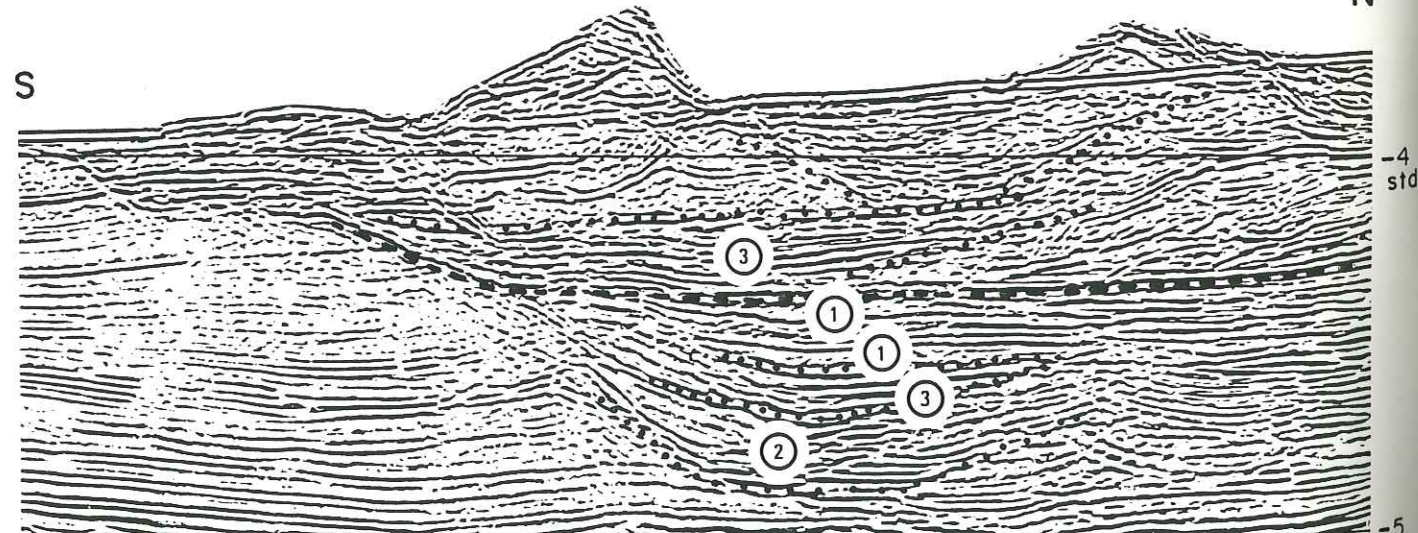
E



CF 111 (pt 2100-2450)

N

S



CF 120 (pt 1250-1550)

Fig. 67 - UFS d'axe de chenal.

(1) chaotique, faible amplitude (sourde) - (2) chaotique, forte amplitude -
(3) forte amplitude, moyenne à bonne continuité.

seule le centre du chenal en remplissage en "onlap", mais elle est souvent associée à des UFS de plus faible continuité occupant le centre de la dépression. De même latéralement, cette unité peut passer à des UFS de moindre amplitude et de plus haute fréquence.

Etant donné la plus grande continuité des réflecteurs et son développement sur les bordures du chenal, elle correspondrait à une plus faible énergie de dépôt que les UFS précédentes.

Remarque :

De même que les caractères sismiques évoluent de façon continue, de même tous les termes de passage sont observés entre les trois principales UFS décrites.

2.2 - Les unités de faciès sismiques des dépôts latéraux associés aux chenaux.

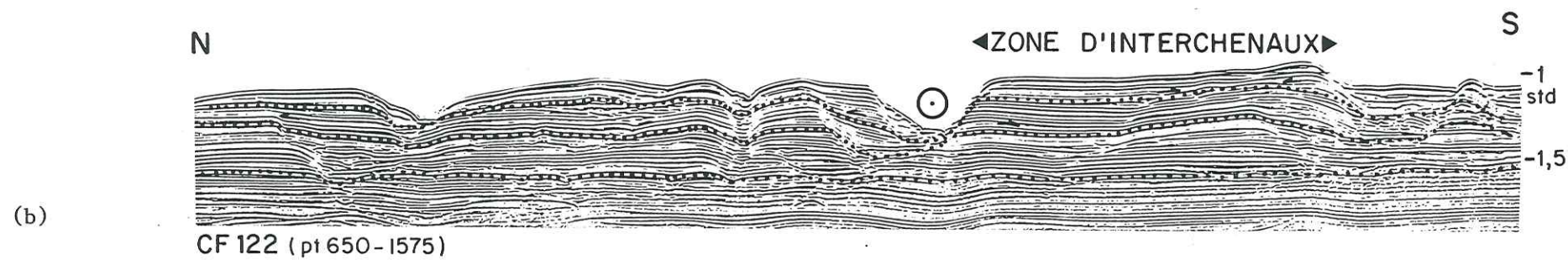
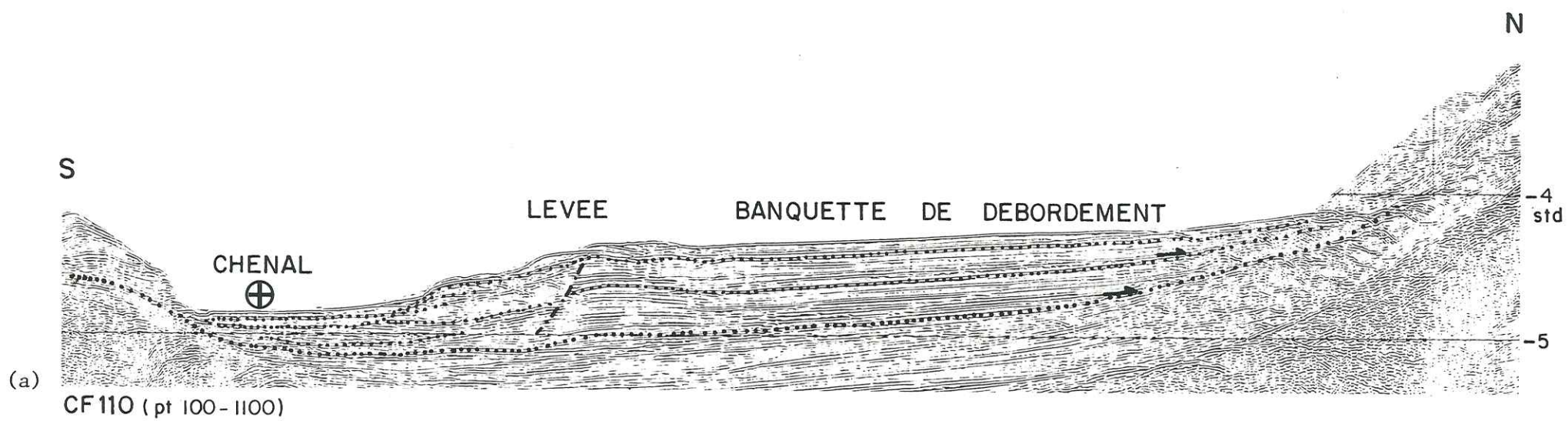
Par dépôts latéraux associés aux chenaux, j'entends ceux qui sont génétiquement liés à la présence des chenaux. Il s'agit donc de dépôts de levée sédimentaire ou de banquette de débordement.

Par rapport aux UFS de chenaux, les UFS de levée ou de banquette se caractérisent généralement par une meilleure continuité des réflecteurs (moyenne à très bonne). Dans l'ensemble, elles traduisent des énergies de dépôt moindres que dans l'axe des chenaux mais ont des configurations très diverses.

2.2.1 - UFS de bonne continuité.

Elle définit les domaines d'arrière-levée, d'interchenaux et de banquette de débordement (fig. 68). Elle se présente sous la forme de configuration en feuillets, drapage de feuillets ou en coin convergeant en direction opposée au chenal. La continuité des réflecteurs peut être interrompue par des déformations postérieures au dépôt (cf. § 3). La fréquence et l'amplitude varient verticalement. Horizontalement, l'amplitude diminue et la fréquence tend à augmenter quand la séquence s'amincit en direction opposée au chenal.

La continuité des séquences de dépôt entre la banquette nord et la levée nord (fig. 69) me fait dire qu'il n'y a pas de différence fondamentale dans les processus de dépôts entre ces deux domaines. Seule la présence d'une barrière morphologique, sur laquelle s'appuie la banquette nord, empêche l'étalement des dépôts de débordement et donc l'amincissement progressif des séquences de dépôt. Par contre, au niveau de la levée nord, ils s'étalent plus largement, et constituent des UFS proches d'une configuration en drapage de feuillets qui s'amenuisent progressivement et passent insensiblement à des dépôts d'interchenaux en configuration en feuillets.



F. 68 - Dépôts latéraux, UFS de bonne continuité en feuillets.

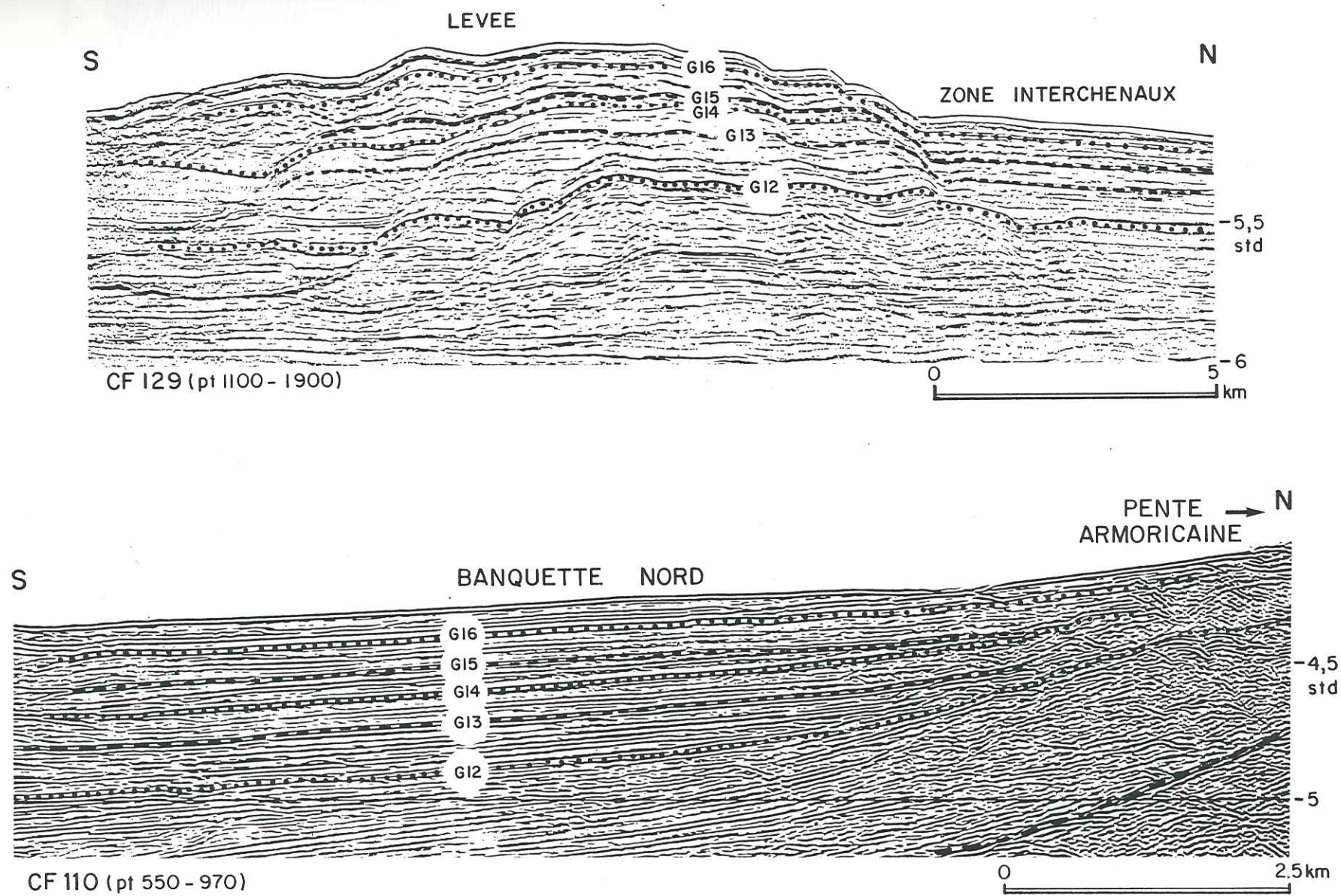


Fig. 69 - Evolution de la configuration des dépôts entre la banquette nord et la levée nord.

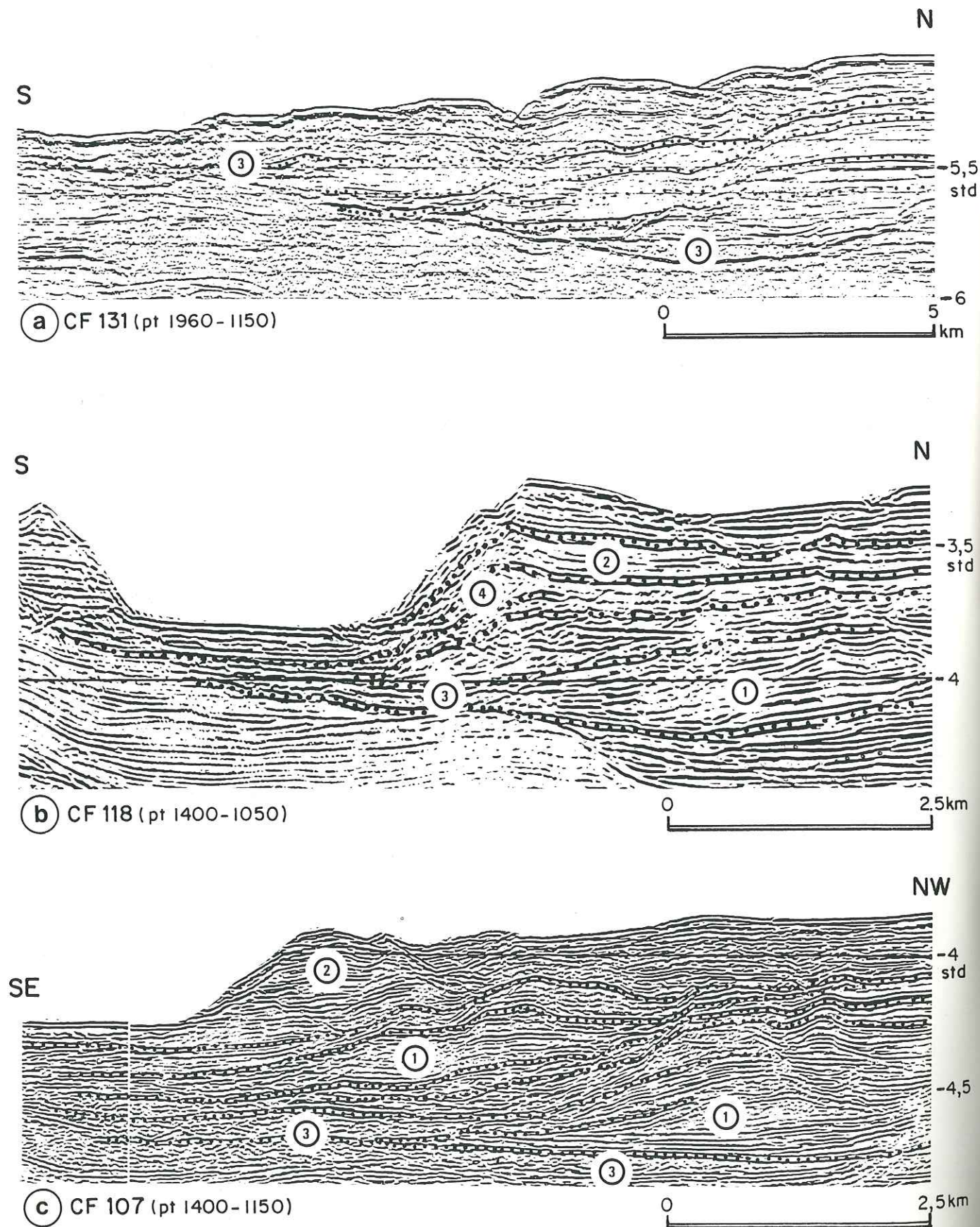


Fig. 70 - Relation UFS de chenaux - UFS de dépôts latéraux.

(1) configuration en monticule - (2) configuration en feuillets -
 (3) UFS chaotique - (4) glissement.

2.2.2 - UFS de continuité et amplitude variables, de configuration en monticule.

Il s'agit d'UFS qui, sur d'assez courtes distances, présentent des variations rapides d'amplitude et de continuité, allant de pair avec des changements de forme des séquences de dépôt. Par opposition aux UFS précédentes, ces caractères s'observent à proximité ou en continuité des UFS de chenaux. Elles ont en général une configuration en monticule par contraste avec les UFS en remplissage d'axe de chenaux.

Quand la continuité de dépôt peut être établie entre les dépôts de chenaux et de levées (fig. 70), on remarque le plus souvent une évolution, au sein de la séquence de dépôt, par augmentation de la continuité et de la fréquence et par diminution d'amplitude en s'éloignant du chenal. Cette évolution est progressive quand la topographie est assez douce ; elle peut être très brutale quand le relief est plus accentué. Elle traduit, comme nous avons pu l'observer dans les dépôts superficiels, une baisse de l'énergie de dépôt lorsque l'on s'écarte de l'axe des chenaux. Elle est d'autant plus rapide que les flancs des chenaux sont abrupts, et les UFS chaotiques qui apparaissent alors sur les flancs des chenaux sont liées à des remobilisations par glissement de pente (fig. 70b).

La configuration en monticule est la conséquence de la diminution de la capacité de transport des courants de turbidité, dès qu'on s'éloigne de l'axe des chenaux, entraînant par rapport au chenal un taux de sédimentation relatif important. Quand on progresse dans le domaine de levée, l'amincissement des dépôts est dû à une perte de charge des courants de turbidité qui ne transportent plus que des particules fines.

Les séquences de dépôt comprenant les dépôts de chenal et de levée présentent donc, en section perpendiculaire à l'écoulement, des configurations en forme de fuseaux plus ou moins réguliers dont l'épaisseur maximale correspond à la levée au sens strict.

Par contre, des configurations particulières apparaissent, à proximité des axes de chenaux, sur les sections parallèles à l'écoulement. Ce sont des formes de dépôts en dunes hydrauliques (fig. 71) qui se déplacent à contre-courant, par accréation sur le flanc regardant l'amont chenal. La géométrie de ces formes et l'agencement des faciès sismiques montrent qu'il ne s'agit pas d'une déformation.

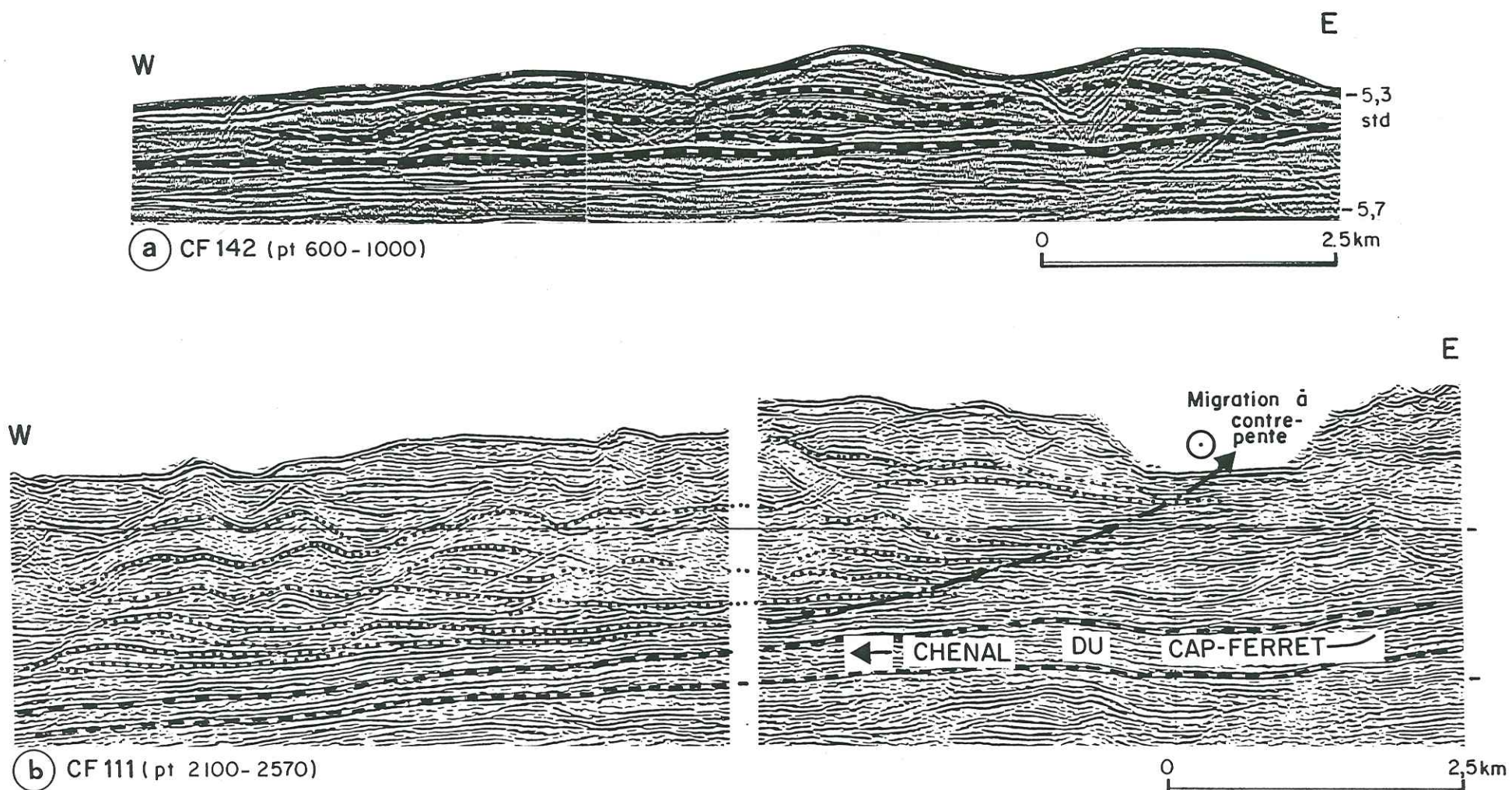


Fig. 71 - Configuration en dunes hydrauliques
 (a) flanc sud de la levée nord
 (b) confluence chenal du Cap-Ferret - chenal nord-sud,
 continuité entre UFS de chenaux et dunes hydrauliques.

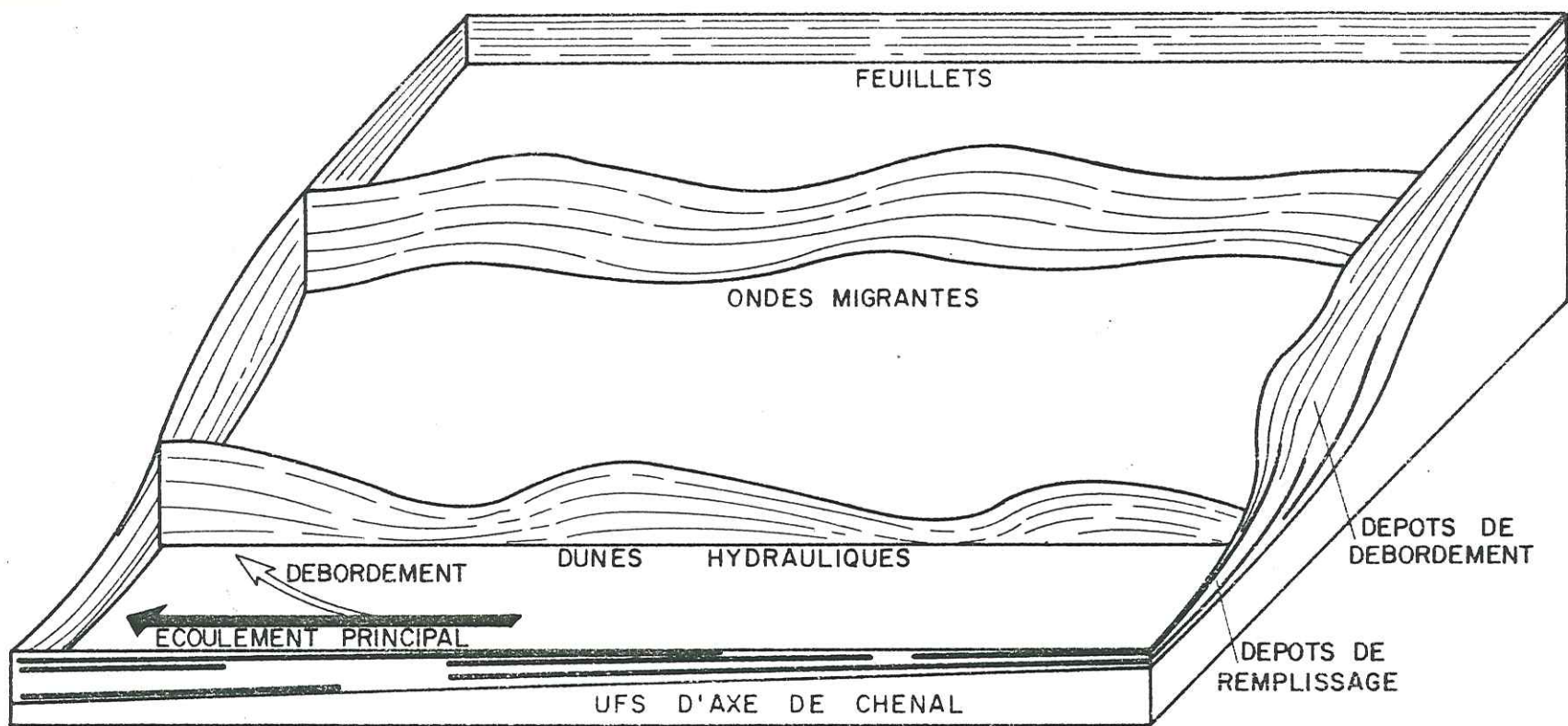


Fig. 72 - Relations entre les configurations des dépôts d'axe de chenal et de débordement.

Les relations entre cette configuration en dunes hydrauliques et les dépôts de chenaux sont représentées dans la figure 72. Par condensation des dépôts, les dunes hydrauliques passent latéralement aux dépôts de chenaux caractérisés par des UFS de forte amplitude et de bonne continuité. Cette condensation peut être telle qu'un seul réflecteur séparant deux UFS de remplissage chaotique peut latéralement correspondre à un système de dunes.

De même que des dunes migrent vers l'amont, les UFS de chenaux peuvent se terminer en "onlap" vers l'amont. Cela met en évidence que le remplissage des chenaux et le dépôt sur les levées s'effectuent de façon rétrograde, à l'aval d'une zone de "bypassing", après diminution de la capacité de transport.

Ces formes de dépôts sont associées à un niveau d'énergie suffisamment élevé pour entretenir une zone de "bypassing" et créer des dunes hydrauliques. Par contre, le niveau d'énergie doit être assez faible, ou diminuer au cours du dépôt, pour permettre une accrétion sur le flanc amont des dunes et donc une réduction de la zone de "bypassing".

Cette alternative sera étudiée plus en détail dans le paragraphe suivant, en relation avec l'analyse des faciès chaotiques en remplissage de chenaux.

Pour conclure cette description des UFS de dépôts latéraux associés à des chenaux, il est important de souligner que c'est principalement l'étude de la configuration qui met en évidence les accumulations préférentielles à proximité des zones chenalisées. C'est le critère le plus objectif de distinction de ces dépôts.

Quand la surface de dépôt initiale est assez large et plane, ces accumulations sont, au point de vue configuration et faciès sismique, bien structurées ; elles sont donc facilement identifiables et peuvent être reliées aux dépôts de chenaux. Par contre, quand la topographie initiale est déjà contrastée, ces formes d'accumulation sont moins bien organisées et donc plus difficilement mises en relation avec les UFS de chenaux d'une part, d'arrière-levée ou de banquette d'autre part.

2.3 - Création et évolution des chenaux.

Bien que j'ai présenté, en décrivant les UFS de chenaux et de dépôts latéraux, différents arguments qui permettent de définir les processus de création et d'évolution des chenaux, j'essaierai dans ce chapitre de préciser ces processus en interprétant de façon plus détaillée les relations entre ces différentes UFS.

2.3.1 - Création des chenaux.

Sur l'ensemble des sections sismiques de l'éventail du Cap-Ferret, il apparaît très nettement que la part de l'érosion dans la formation des chenaux principaux est très faible (On peut cependant penser que l'érosion par glissement joue un rôle important sur la pente continentale). Les chenaux se forment par construction différentielle, c'est-à-dire qu'à un instant donné, il pré-existe une forme en dépression d'origine structurale (graben du Cap Ferret) plus ou moins accusée qui oriente les écoulements suivant son axe. Latéralement, l'énergie de transport étant moindre, les dépôts s'accumulent préférentiellement et accusent la forme en creux.

Si, au cours des dépôts, intervient une phase d'intense activité des courants de turbidité, elle entraîne l'érosion des dépôts antérieurs dans l'axe des chenaux. Quand ces phases d'érosion sont reconnues ou suspectées, elles n'induisent pas de modifications aussi notables de la morphologie que les formes d'accumulation latérale.

Ainsi, l'évolution d'ensemble des dépôts doit être principalement étudiée sous l'angle des processus de construction latérale.

D'après l'étude des dépôts superficiels, et bien que l'on ne puisse pas éliminer l'influence d'érosions mineures mais répétées dans l'axe des chenaux mettant en relief les dépôts latéraux, ces derniers apparaissent être constitués essentiellement de dépôts de débordement.

Aussi, dans un premier temps, en considérant que le niveau moyen d'énergie est constant, j'étudierai l'évolution des formes liées aux constructions latérales, évolution qui se caractérise surtout par la migration latérale des chenaux.

Dans un deuxième temps, j'analyserai l'influence des fluctuations du niveau moyen d'énergie sur les formes de dépôt.

2.3.2 - Migration latérale des chenaux.

Les chenaux se perpétuent au cours de la sédimentation car ils résultent surtout de constructions latérales ; mais la dissymétrie de celles-ci les force à migrer latéralement.

Ce phénomène de migration est très général (fig. 73). A de rares exceptions près, dues à une déformation ou à une alimentation par des chenaux

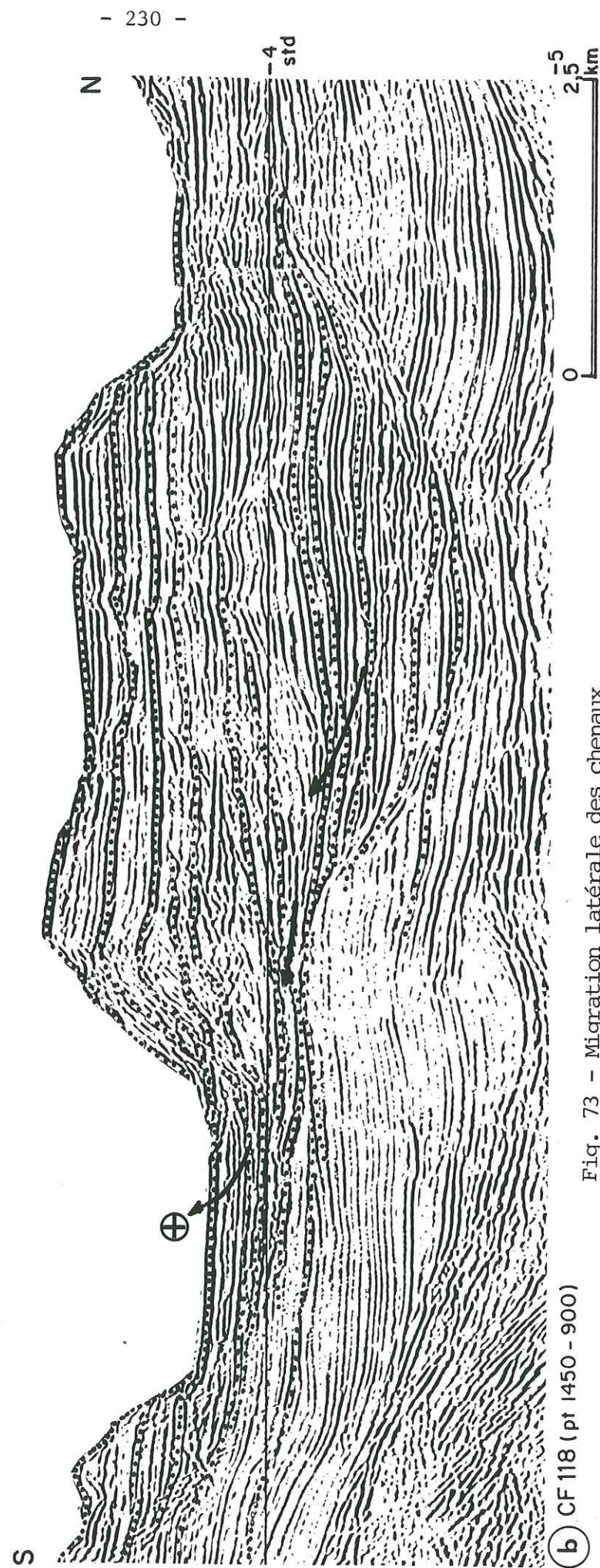
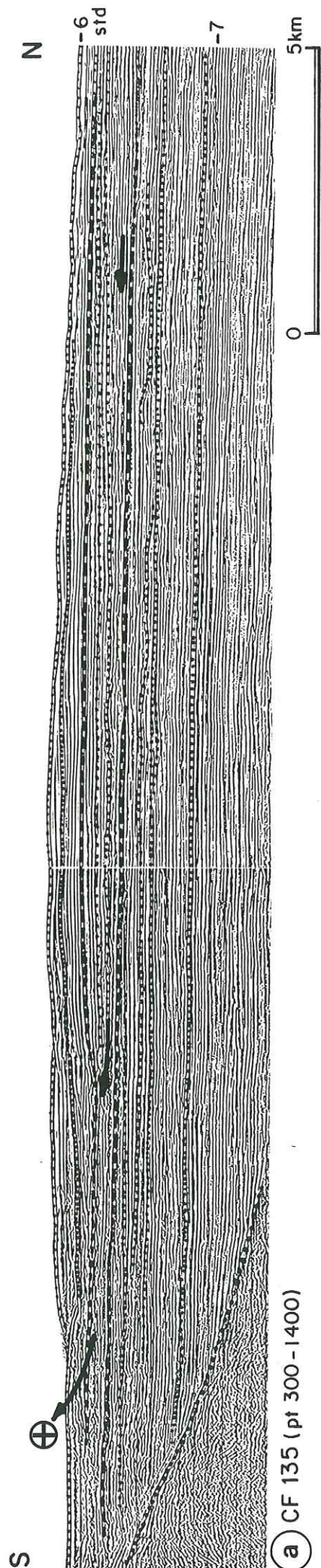


Fig. 73 - Migration latérale des chenaux
(a) glacis : ample migration
(b) graben du Cap-Ferret : migration entravée.

latéraux (cf. fig. 65), elle s'effectue de la droite vers la gauche et doit donc être reliée, en priorité, à l'effet de l'accélération complémentaire de Coriolis.

En effet, les courants de turbidité sont déviés vers la droite (hémisphère nord), les dépôts de débordement y sont donc plus importants ; ils forment un obstacle de plus en plus grand à l'étalement des courants de turbidité successifs qui se délestent d'autant plus rapidement d'une partie de leur charge, ce qui accentue la dissymétrie des dépôts. En conséquence, quand la capacité d'érosion des courants transitant dans les chenaux est faible, ceux-ci sont rejetés vers la gauche.

L'évolution des formes de dépôt qui en découlent est liée à l'importance de la migration.

Quand le déplacement du chenal n'est pas entravé par un obstacle morphologique (fig. 73a), la levée de faible amplitude est très étirée et présente des formes en dunes hydrauliques très aplaties. La migration peut être brutalement interrompue par abandon du chenal ; un nouveau chenal se met alors en place et migre sur le domaine dépressionnaire de l'arrière-levée de la séquence de dépôt précédente.

Au contraire, quand la progression du chenal est entravée (fig. 73b), les dépôts de débordement s'accumulent les uns sur les autres et le chenal s'encaisse. De ce fait, ils changent de géométrie : de configuration en dunes hydrauliques, ils tendent à prendre une configuration en drapage de feuillets, s'arrêtant rapidement sur des UFS chaotiques qui forment le flanc en accrétion du chenal.

Sur le flanc gauche des chenaux, vers lequel s'effectue la migration, des caractères semblables peuvent être observés, mais il faut surtout remarquer la rapidité du changement des caractères des réflexions dès qu'on quitte le domaine du chenal.

L'évolution des dépôts montre que le chenal actuel du Cap-Ferret présente dans sa partie amont un flanc droit en accrétion et un flanc gauche en érosion du fait de la migration du chenal. Cette érosion est marquée par des troncatures de strates ; elle ne peut être le fait de glissements puisque l'on n'observe pas d'accumulation de bas de pente. Ces phénomènes de glissement caractérisent plutôt le flanc droit où les dépôts sont plus importants. Enfin le fond du chenal actuel est lui-même horizontal, entaillé de petites terrasses, il est donc le siège de processus de transport-dépôt.

Remarque :

Les observations en submersible confirment cette interprétation. Bien que le flanc droit en forte pente présente un petit glacis d'éboulis à son pied, des sédiments plus anciens que le Würm n'ont pas été reconnus. Au contraire, sur le flanc gauche, des dépôts blanchâtres en fauchage de couches et inconnus au Würm ont été observés.

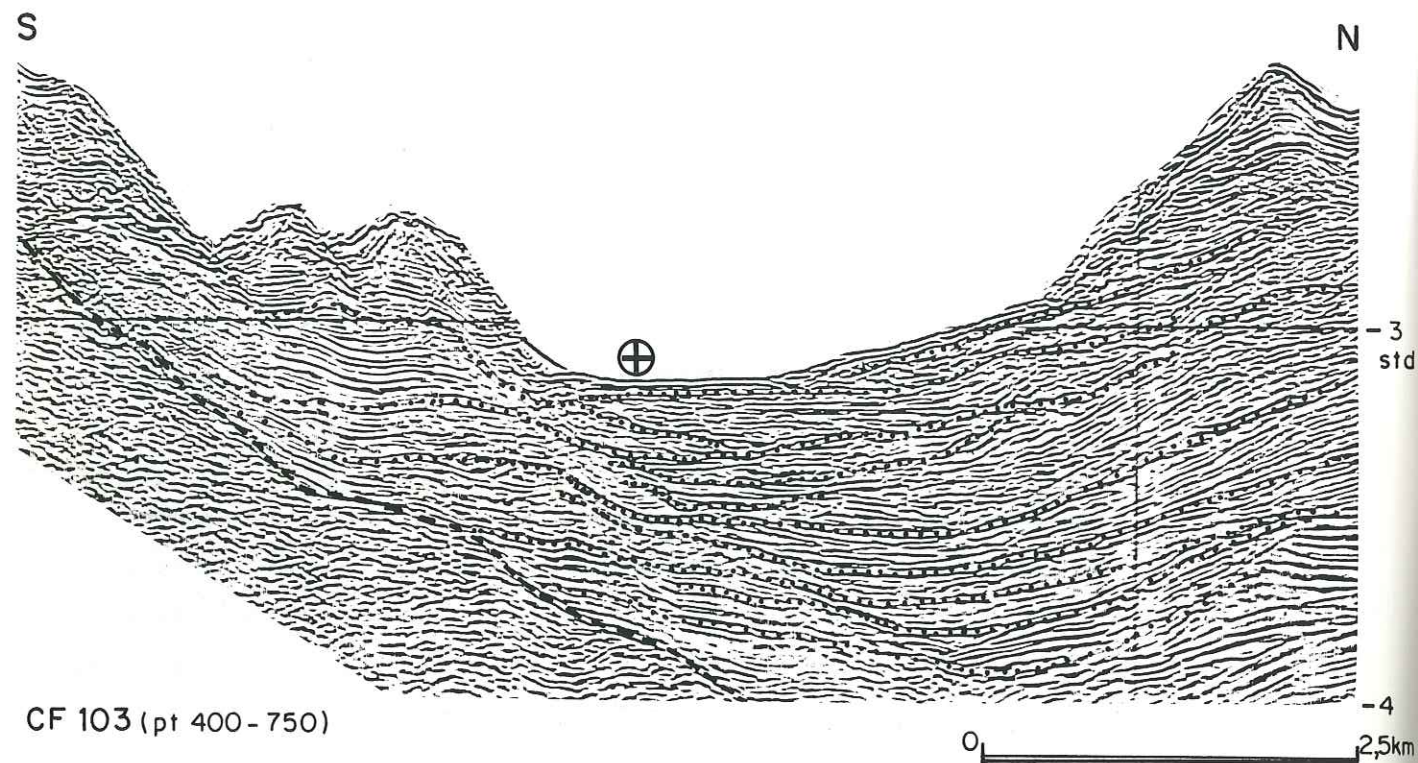


Fig. 74 - Dissymétrie induite par la migration du chenal :
passage latéral de faciès progressif à droite,
rapide à gauche.

Si la simultanéité de ces phénomènes (érosion, transport, dépôt) peut être mise en évidence à l'échelle d'une séquence sismique, il est toutefois probable qu'il existe une alternance entre des phases d'accrétion ou d'érosion latérale et de dépôt dans l'axe des chenaux. On peut le constater par la variation verticale du faciès sismique au sein des chenaux, mais il est souvent difficile de faire la part entre une érosion ou un comblement local, dus à la dissymétrie des processus dynamiques, et une évolution générale du niveau d'énergie de dépôt. Cette dissymétrie est illustrée par la figure 74. On remarque une relative continuité et une similitude de faciès sismique entre les dépôts latéraux en rive droite et les dépôts de chenaux. Par contre, en rive gauche, une limite plus tranchée sépare les UFS de chenaux et celles des dépôts latéraux de meilleure continuité et de plus faible amplitude. Cette limite n'a aucune valeur chronologique, elle correspond à une succession de phases de non-dépôt ou de légère érosion car le chenal, au cours de sa migration, est systématiquement repoussé contre les dépôts de débordement antérieurement édifiés sur son flanc gauche.

Remarque :

Je n'envisage ici que le déplacement latéral des chenaux. Or, s'il est difficile de parler de migration longitudinale des chenaux, il est très net que les environnements de dépôt se déplacent aussi parallèlement aux chenaux (fig. 71b). En effet, il existe une obliquité dans la direction de débordement et, en conséquence, la migration latérale du chenal se traduit par un déplacement longitudinal des faciès de dépôt de débordement.

2.3.3 - Variation du niveau d'énergie.

A l'effet d'une évolution continue des formes de dépôt due aux déplacements progressifs des environnements de dépôt se surimpose l'effet de variations du niveau d'énergie. Cela est révélé par la superposition brutale d'UFS distinctes. En particulier, certaines images sismiques de chenaux montrent une superposition d'UFS de bonne continuité et d'UFS chaotiques, de faible amplitude, en remplissage. Je proposerai une interprétation de ces UFS de chenaux en analysant leurs relations avec les UFS des dépôts latéraux équivalents.

Sur le profil CF 108 (fig. 75a) transversal au chenal du Cap-Ferret, on observe deux principaux faciès de dépôt qui se répètent de façon plus ou moins cyclique : des UFS de forte amplitude et moyenne continuité et des UFS chaotiques de faible amplitude et de très mauvaise continuité. La limite inférieure des UFS de moyenne continuité, subhorizontale, s'étend de part et d'autre du chenal. La limite supérieure est accidentée, les réflecteurs s'interrompant brusquement.

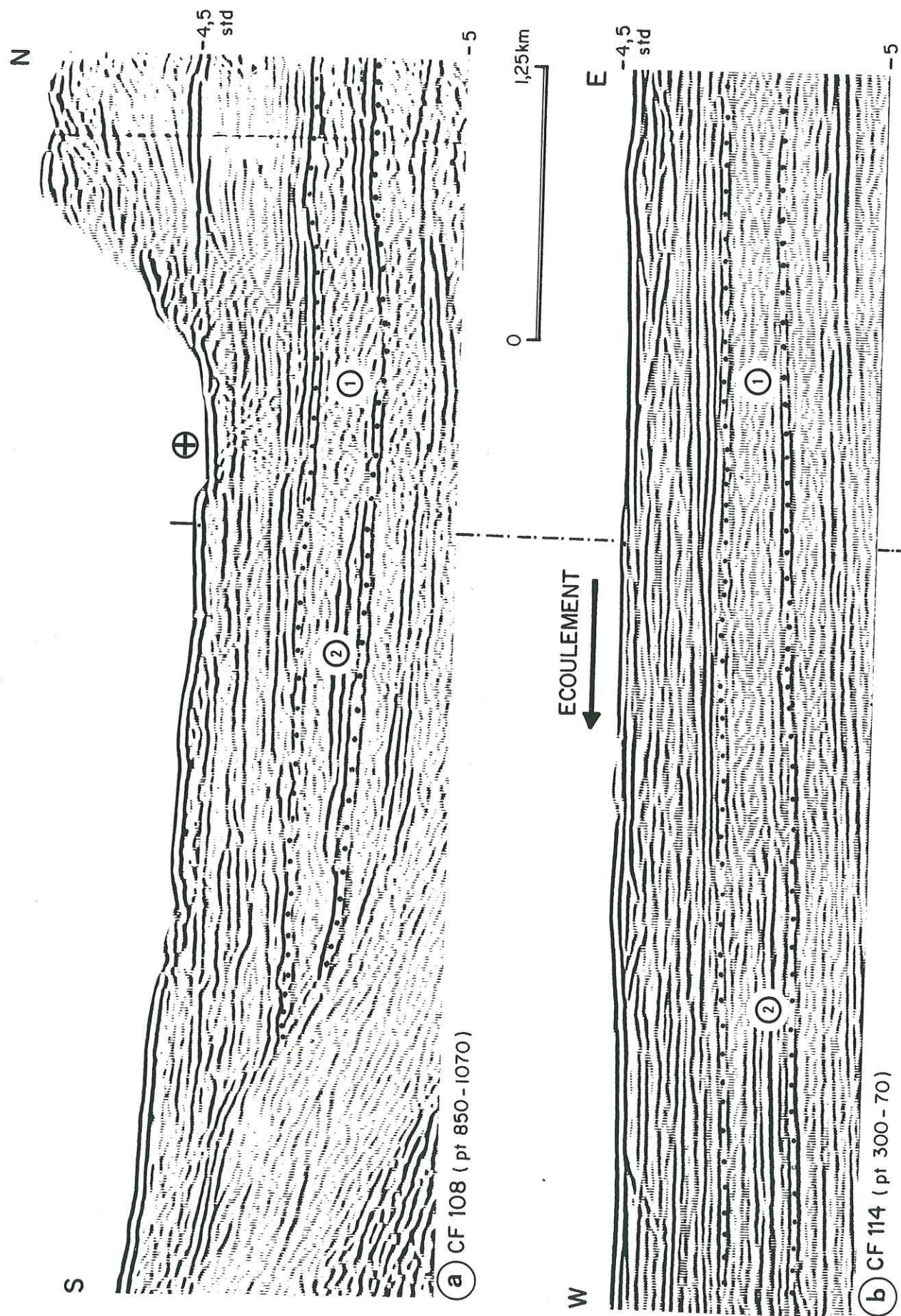


Fig. 75 - UFS de chenaux ; relation UFS chaotiques faible amplitude (1) - UFS forte amplitude (2), érosion ou passage latéral de faciès ?

Les UFS chaotiques remplissent les dépressions laissées par les UFS de forte amplitude. Les quelques réflexions visibles suggèrent que ces dépôts sont légèrement structurés et pendraient vers le centre de la dépression.

Une première interprétation consiste à attribuer la limite supérieure des UFS de forte amplitude à une surface d'érosion. En conséquence, les UFS chaotiques correspondraient à un niveau d'énergie plus élevé (dépôts résiduels en remplissage de chenal) que les UFS de forte amplitude (dépôts érodés).

A l'encontre de cette interprétation, on constate que, si localement des troncatures de strates sont mises en évidence, le toit des UFS de forte amplitude ne se marque pas par un réflecteur continu individualisant une surface d'érosion entre deux dépôts aux lithologies contrastées ; l'hypothèse d'un passage latéral de faciès ou d'un faible contraste lithologique ne doit pas être exclue. De plus, les UFS de forte amplitude peuvent latéralement présenter une moindre continuité et être formées de plusieurs unités en légère discordance. Sur des sections parallèles à l'écoulement (fig. 75b), ces caractères sont mieux exprimés : les UFS de forte amplitude sont constituées de réflecteurs puissants qui se relaient les uns aux autres ; le passage aux UFS chaotiques, bien que brutal, s'effectue par diminution d'amplitude et de continuité. Je pense donc que ces deux UFS sont séparées par une limite de faciès et non pas par une surface d'érosion ayant une valeur temps.

En conséquence, l'interprétation de ces UFS en termes de niveau d'énergie doit être revue.

Dans la mesure où le faciès chaotique occupe le centre du chenal et les UFS de moyenne continuité se développent latéralement, il est logique d'associer le faciès chaotique à une plus forte énergie de dépôt. Par contre, l'aspect en remplissage de chenaux des UFS chaotiques montre que ce faciès est associé à une faible capacité de débordement et donc, selon les observations superficielles, à une faible énergie de dépôt.

Ainsi une telle image sismique peut s'analyser de façon très différente suivant que l'on fait intervenir :

- 1/ une phase d'érosion-transport séparant deux unités d'âge différent,
- 2/ une limite entre deux faciès d'une même séquence de dépôt,
- 3/ une limite de faciès entre deux séquences d'âge différent.

Pour choisir entre ces alternatives, il faut s'assurer de l'organisation de ces différentes UFS en une seule unité de temps.

On peut observer que les UFS de forte amplitude passent latéralement à des UFS en configuration en monticules, elles correspondent donc à une phase de construction latérale avec de faibles dépôts près de l'axe du chenal. Par

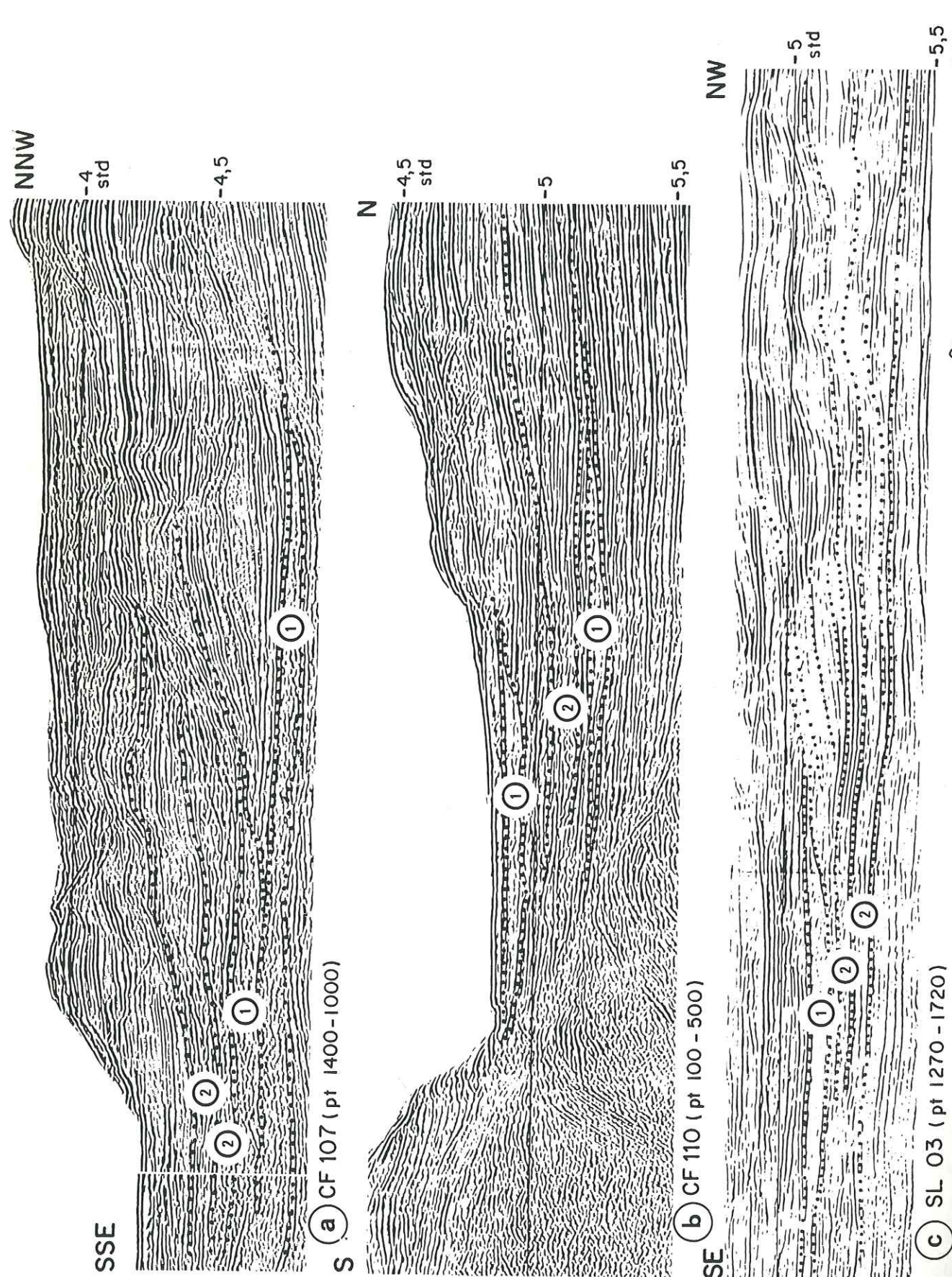
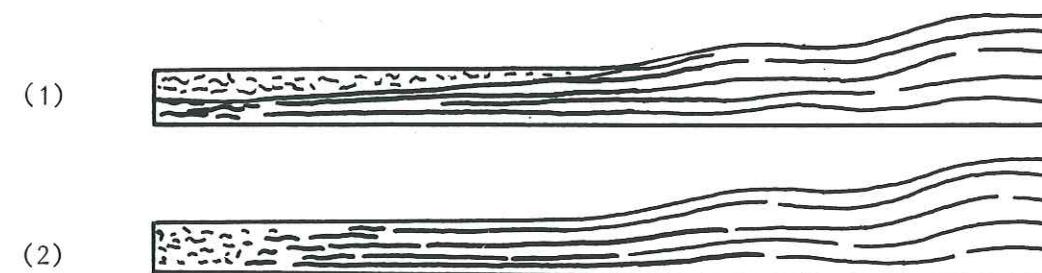


Fig. 76 - Relation UFS chaotique de chenaux - dépôts latéraux.

- (1) UFS en remplissage sans équivalents latéraux apparents
(2) UFS avec équivalents latéraux.

contre, il est plus difficile de prouver que les UFS de forte amplitude évoluent dans une même unité de temps vers des UFS chaotiques.



En conséquence :

- soit les UFS de forte amplitude constituent un terme extrême d'évolution (schéma 1) ; il s'agit d'une forte énergie de dépôt entraînant un faible dépôt dans l'axe du chenal, d'où l'aspect condensé de ces unités, et inversement les UFS chaotiques en remplissage sont associées à une autre dynamique de dépôt tendant à remplir les chenaux,

- soit les UFS de forte amplitude constituent un terme intermédiaire entre les UFS en monticule et les UFS chaotiques (schéma 2), ces trois unités de faciès procédant d'une même dynamique de dépôt ; le fait que les faciès chaotiques envahissent le chenal s'interprète alors comme une augmentation du niveau d'énergie.

Pour essayer de répondre à ces questions, j'analyserai d'autres images semblables en testant l'une ou l'autre de ces interprétations.

Sur les profils CF 107 et CF 110 (fig. 76a et b), nous voyons que le faciès chaotique peut être dans la continuité des UFS en monticule ou former une séquence de dépôt limitée à un remplissage de chenal.

Le profil SL 03 (fig. 76c), oblique par rapport à l'écoulement, montre que les chenaux résultent de processus de construction par formation de dunes latérales. Quand celles-ci sont peu élevées, le passage de faciès entre les UFS chaotiques et les UFS de bonne continuité est facilement observé. Quand l'amplitude des dépôts en monticule s'accroît, le passage latéral de faciès est brutal et ressemble alors à une surface d'érosion.

Sur le glaciaire, la distinction des lignes de temps et des limites de faciès devient particulièrement nécessaire pour comprendre les relations entre les différents cycles de chenalisation et les phases d'édification de la levée nord.

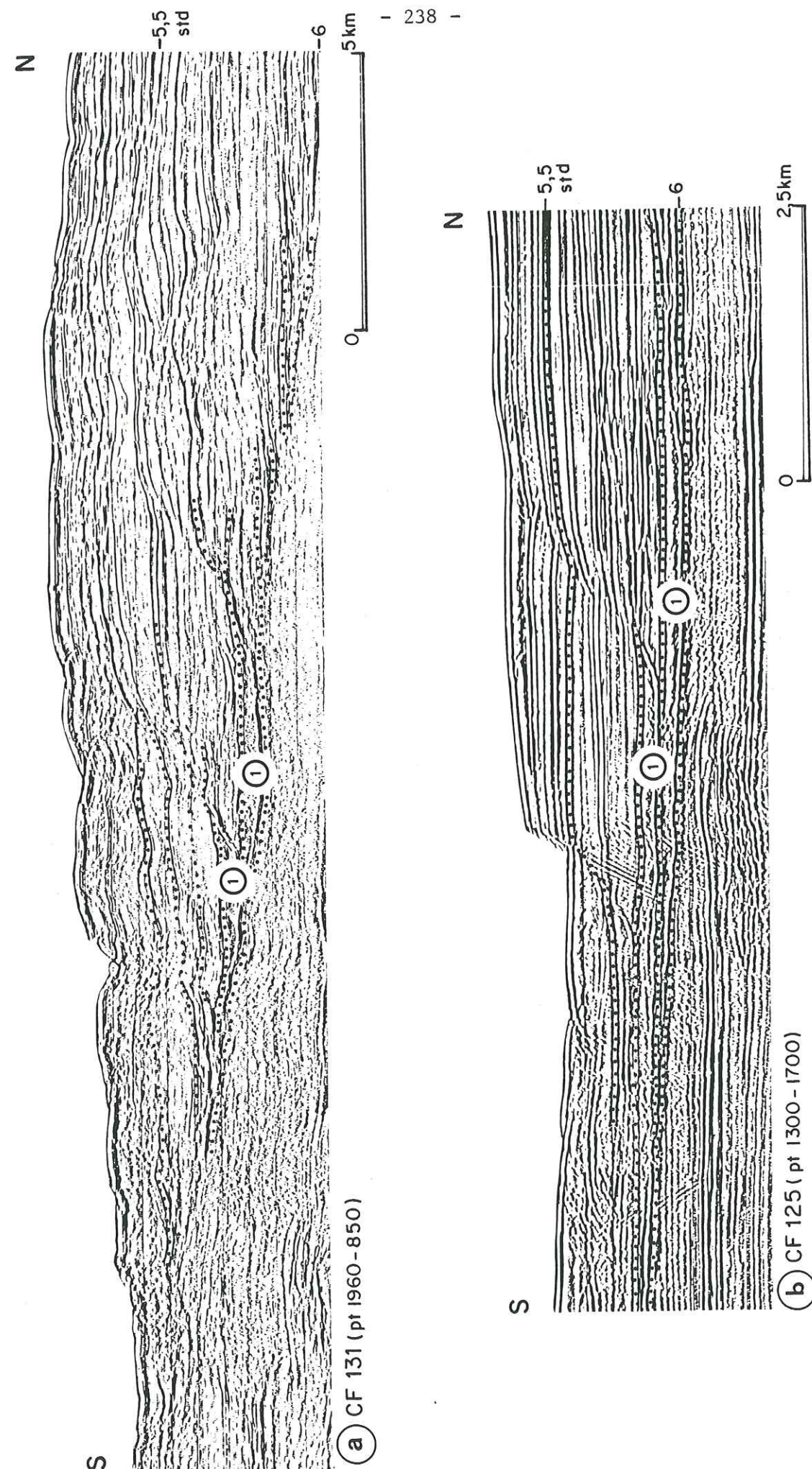


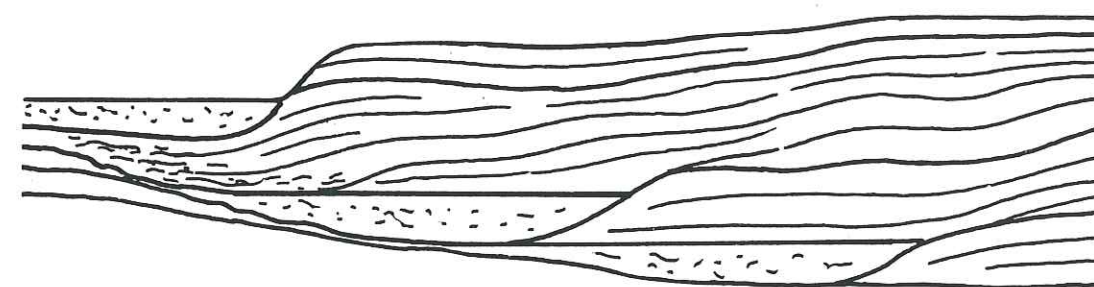
Fig. 77 - Chenaux emboîtés à l'origine de la levée nord.

(1) UFS chaotiques faible amplitude (sourde) en remplissage fermé par un réflecteur plan.

Ces cycles de chenalisation sont bien mis en évidence du fait de la migration latérale (fig. 77).

Les chenaux se manifestent par des UFS en remplissage sourd ou chaotique. Les flancs gauches des chenaux qui montrent localement des évidences d'érosion tendent à se confondre en une seule surface de migration. Les flancs droits sont très bien marqués par un réflecteur continu et des troncatures de strates, ou présentent seulement un changement des caractères sismiques. La limite supérieure des UFS en remplissage chaotique correspond à un réflecteur plan.

L'évolution de ces chenaux emboîtés peut être ainsi schématisée :



D'après les quelques profils longitudinaux à l'axe des chenaux, les UFS en remplissage se caractérisent par l'absence d'une évolution sensible de leur épaisseur ou du faciès sismique.

Cette organisation peut s'interpréter selon les trois hypothèses déjà définies.

- *Hypothèse 1.* Les chenaux sont formés par une érosion et remplis ultérieurement. S'il existe des évidences d'érosion sur les flancs gauches et aussi sur les flancs droits des chenaux, j'élimine cette hypothèse car d'une part les passages entre les UFS de chenaux et les UFS de levée peuvent se faire de façon très progressive ; d'autre part, quand une surface d'érosion apparente s'observe sur le flanc droit, elle se bloque, sans l'éroder, sur le toit de l'UFS de remplissage du chenal précédent marqué par un réflecteur unique (fig. 77b).

- *Hypothèse 2.* Les remplissages chaotiques des chenaux et les constructions latérales s'effectuent en même temps ; il existe seulement un passage latéral de faciès. Cette hypothèse est étayée par l'observation, dans certaines séquences, d'une évolution progressive des UFS entre les domaines de chenaux et de levées.

- *Hypothèse 3.* Les remplissages chaotiques s'effectuent après le dépôt des unités de levée. Cela s'observe bien pour certaines séquences : les chenaux se forment sur une surface horizontale par dépôts latéraux en monticule contre lesquels se termine une séquence de remplissage.

En conséquence, si l'hypothèse d'une phase d'érosion majeure est rejetée, ces observations conduisent à admettre l'existence, suivant les cas, d'un remplissage dans l'axe du chenal simultanément à une phase de construction latérale ou d'un remplissage postérieur à une phase de construction.

Par référence à l'analyse des dépôts superficiels, on peut proposer l'interprétation dynamique suivante :

- quand les UFS chaotiques de chenaux passent latéralement à des UFS de levées, il s'agit d'une phase de construction en haut niveau d'énergie, le toit des UFS en remplissage chaotique correspondant à une baisse du niveau moyen d'énergie ;

- s'il est prouvé que les UFS en remplissage de chenaux n'ont pas d'équivalents latéraux, elles seront interprétées comme étant représentatives d'une baisse de l'énergie moyenne de dépôt après une phase de construction sous une énergie de dépôt plus élevée.

Or, on constate la possibilité qu'aux UFS de remplissage, apparemment limitées aux chenaux, puissent correspondre latéralement après une zone de très faible dépôt, des UFS de levée plus développées. Par exemple, sur le profil CF 125 (fig. 77b), une relation peut être établie entre le remplissage chaotique du dernier cycle de chenalisation et une séquence de dépôt assez épaisse sur la levée. Elle est interrompue par une surface d'érosion liée au déplacement du chenal vers la droite (sous l'influence du système Capbreton-Santander).

Je pense qu'il existe, dans ce cas, une simultanéité entre le remplissage du chenal, l'érosion du flanc droit et le dépôt sur la levée. Cela montre que les horizons très continus qui ferment les unités de remplissage chaotique ne doivent pas être forcément reliés, sur la levée, à des horizons situés dans leur prolongement direct, mais à des horizons supérieurs, associant ainsi au sein d'une même séquence des dépôts de remplissage et de débordement. Dans ce cas, le niveau moyen d'énergie est élevé, les UFS en remplissage correspondent aux dépôts les plus grossiers (turbidites de haute densité, dépôts résiduels).

Conclusion :

Pour conclure cet exposé des différentes possibilités d'interprétation des variations latérales et verticales des UFS de chenaux, je ferai plusieurs observations .

- L'évolution des formes s'effectue de façon assez continue sans phase d'érosion majeure, sous l'effet de dépôts différentiels.

- La variation verticale des UFS, bien que liée aux modifications du modelé du fond au cours des dépôts, est aussi le reflet de fluctuations du niveau d'énergie.

- Ces fluctuations ne s'effectuent pas de façon aléatoire. On peut remarquer de brusques changements suivis par une évolution plus lente.

- La base des UFS de moyenne continuité et de forte amplitude correspond à une variation brutale de l'énergie de dépôt. Le déplacement des chenaux s'effectue pendant leur mise en place et le centre des dépressions qu'elles laissent est occupé par la suite par les UFS chaotiques.

- Ces deux UFS peuvent se déposer simultanément. Le passage latéral de faciès est d'autant plus rapide que la surface de dépôt est inclinée. Quand le faciès chaotique envahit le chenal, la limite entre ces deux unités est très franche.

- Les UFS de forte amplitude sont liées à des phases de construction de levées. Cependant, il n'est pas exclu qu'à des UFS en remplissage de chenaux soient aussi associés des dépôts de débordement situés plus loin du chenal et plus en hauteur que ceux liés aux UFS de moyenne continuité et forte amplitude.

L'ensemble de ces observations me conduit à interpréter les UFS en remplissage chaotique comme étant le reflet d'une énergie de dépôt plus élevée que celle responsable de la mise en place des UFS de forte amplitude et de bonne continuité. Selon cette interprétation, sous l'effet d'une accentuation des apports turbiditiques, les dépôts de débordement sont rejetés vers l'extérieur du chenal, le centre du chenal étant alors envahi et comblé par des sédiments plus grossiers laissés en arrière des panaches turbides. Au contraire, à la suite d'une baisse brutale du niveau d'énergie, les UFS en monticule se déplacent rapidement vers le centre du chenal qu'elles tendent à occuper. C'est au cours de leur dépôt que s'effectue une migration rapide de l'axe des chenaux.

Ces dépôts en monticule, bien que mettant nettement en évidence des processus de construction différentielle, seraient formés à partir de courants de turbidité argilo-silteux ne donnant pas lieu à des dépôts grossiers, limités aux zones en dépression, assez importants pour former un remplissage chaotique.

Bien que cette interprétation ne puisse être vérifiée que par la réalisation d'un forage profond, elle permet cependant d'établir un schéma général de l'évolution de l'énergie des dépôts (cf. ch. III) qui semble concorder avec l'ensemble des données disponibles.

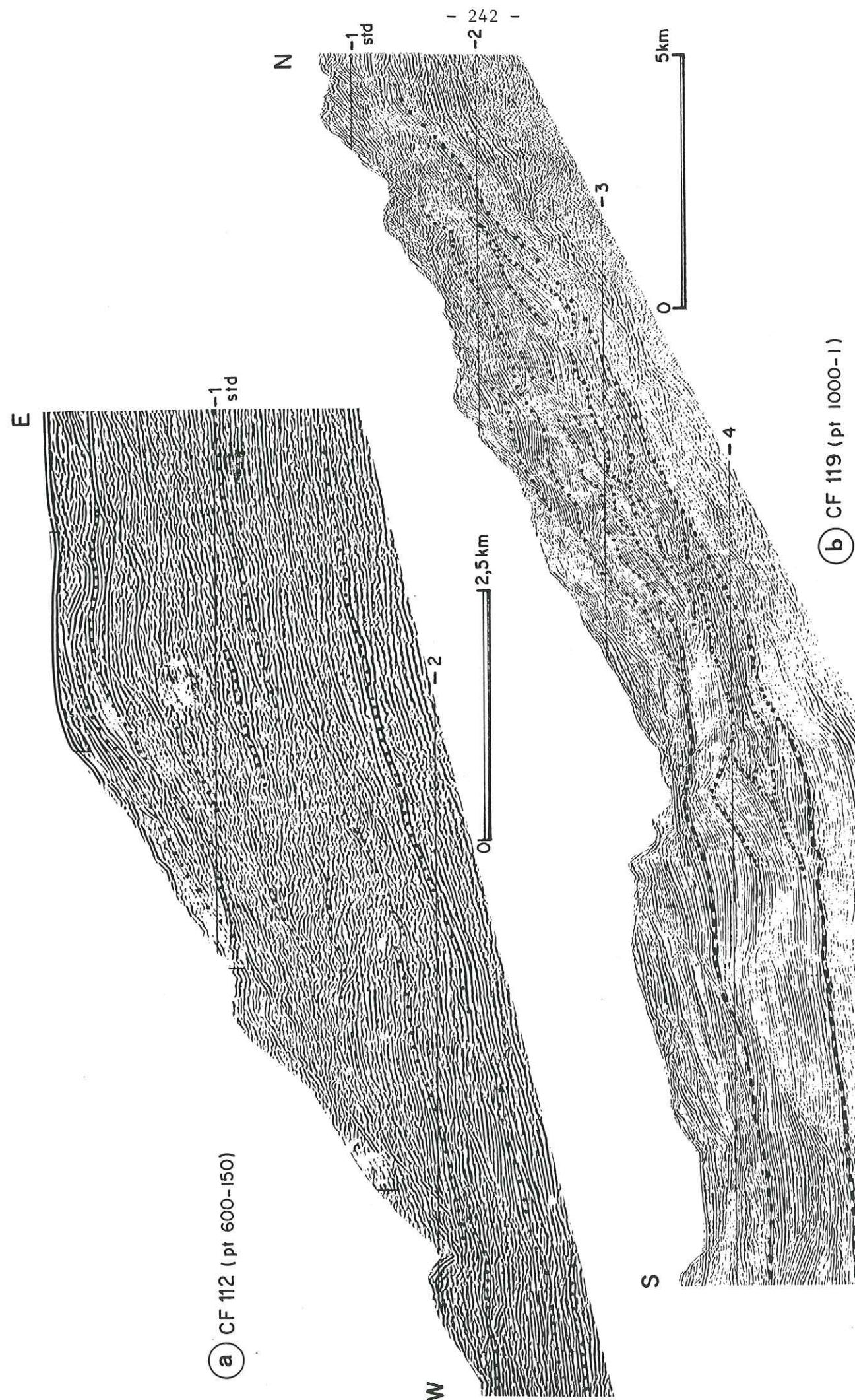


Fig. 78 - Glissements de pente
(a) partie amont de la dépression du Cap-Ferret
(b) Flanc nord de la dépression du Cap-Ferret.

3 - DEFORMATION GRAVITAIRE

Par "déformations" je définis toutes les modifications de la géométrie des dépôts qui interviennent postérieurement ou pendant leur mise en place. Ces déformations peuvent être d'ordre tectonique par structuration du socle mais elles sont essentiellement dues à l'action de la gravité sur des dépôts faiblement consolidés. On observe plusieurs styles de déformation : déformation souple par étirement, déplacement en masse et, à l'extrême, désorganisation et remobilisation complète des dépôts.

3.1 - Mise en évidence.

Un premier exemple est pris en tête du canyon du Cap-Ferret (fig. 78a). Les dépôts fortement inclinés correspondent au talus continental ; relativement organisés sur le plateau continental, ils donnent naissance à des UFS chaotiques sur la pente, puis à des UFS plus structurées en bas de pente.

Cette image s'interprète comme le résultat d'une remobilisation très fréquente des dépôts de pente sous l'action de la gravité, donnant lieu à des écoulements gravitaires qui se réorganisent en bas de pente.

A ces déformations entraînant une désorganisation complète des dépôts, s'opposent des déformations qui affectent apparemment un volume plus grand des sédiments. Dans ce cas, la remobilisation n'est pas complète et des faciès sismiques identiques sont observés de part et d'autre des cassures ou des étirements. Ces glissements en masse s'identifient par exemple sur le rebord de la marge armoricaine (fig. 78b). L'image sismique est complexe, elle met en évidence des cassures, des étirements ou des bourrages, mais la désorganisation des dépôts n'est pas complète puisque l'on remarque la présence d'UFS au caractère homogène. Le déplacement relatif des dépôts remobilisés est, dans ce cas, plus réduit. Je pense que ces déformations en masse ne jouent pas un rôle direct dans la formation des écoulements gravitaires donnant lieu, en aval, aux constructions turbiditiques.

Pour que ces déformations puissent se manifester, il faut une pente assez importante ; c'est le cas du talus continental mais aussi des bordures de chenaux de distribution. J'ai décrit les glissements de pente qui affectent les bords de chenaux et se traduisent par une configuration chaotique des réflexions. L'appel au vide, créé par le fait que les chenaux tendent à s'encaisser par

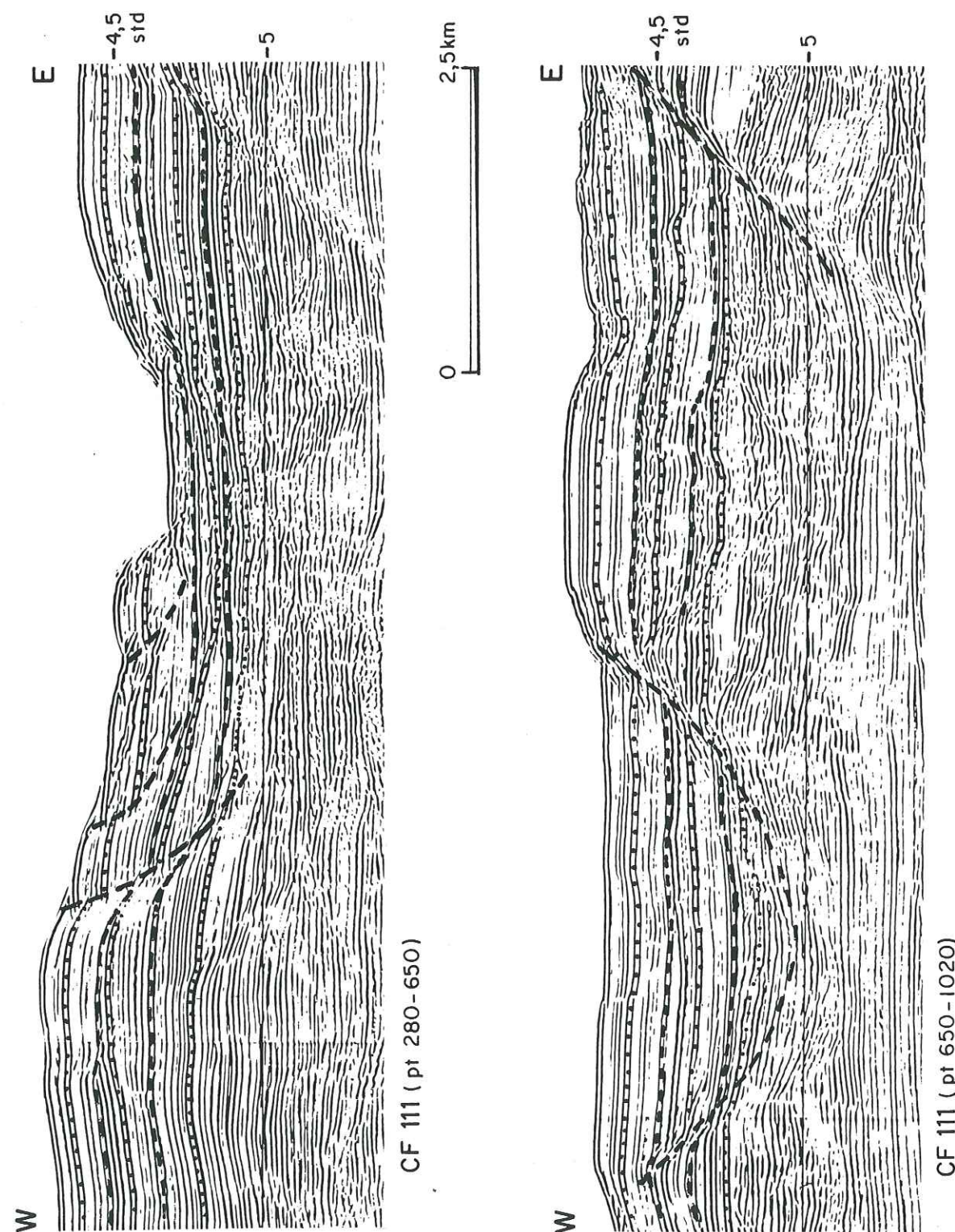


Fig. 79 - Glissements en masse affectant les dépôts de débordement de la banquette nord.

faible sédimentation relative, conduit à des déformations importantes comme le montre la figure 79. Dans ce cas, la semelle de glissement est peu nette ; par contre, les cassures sont mises en relief par le décalage vertical des réflecteurs.

En section perpendiculaire à la direction de déplacement, ces déformations prennent l'aspect de cuillère d'arrachement. La semelle de glissement est soulignée par la déformation des réflecteurs.

3.2 - Déformations synsédimentaires.

Très souvent les déformations observées s'effectuent pendant un temps assez long pour contrôler la mise en place des dépôts successifs. Ce processus est dû au fait que la sédimentation turbiditique est liée à la topographie du fond et donc toute déformation de la surface de dépôt va influencer sur la répartition des sédiments.

Les déformations synsédimentaires les plus facilement mises en évidence sont des failles de croissance qui affectent les dépôts de débordement. Elles se caractérisent par un taux de sédimentation différent de part et d'autre de la faille ; cela entraîne une augmentation du rejet de haut en bas. Une telle image se reconnaît aisément sur le profil CF 127 (fig. 80a) ; le rebord de la banquette de débordement s'affaisse, sous le poids des dépôts, vers le chenal.

Sur l'exemple présenté dans la figure 80b, les rejeux successifs de la faille sont mis en évidence par des variations de faciès sismique. La corrélation des différentes séquences de dépôt à l'aide du faciès sismique montre ici aussi une augmentation vers le bas du rejet. Les formes de remplissage liées à l'existence de cette faille indiquent que les dépôts tendent à réduire les inégalités du relief, mais que le rejeu de la faille empêche sa cicatrisation.

Un autre style de déformation accompagnant la sédimentation est observé dans les zones de forte pente.

Par exemple, la configuration des réflecteurs sur le profil CF 111b (fig. 81a) au pied du talus continental, montre plusieurs cicatrices d'arrachement dans les dépôts supérieurs et surtout des déformations souples, sans fracture, qui affectent les dépôts inférieurs reposant sur un substratum très incliné. Elles s'effectuent par glissement progressif dans le sens de la pente. Cela entraîne des étirements et des basculements de couches, individualisant, à flanc de pente, des petites dépressions. Ces dernières se combleront par des dépôts en "onlap" quand le mouvement s'arrête ou lorsque les apports sédimentaires deviennent plus importants.

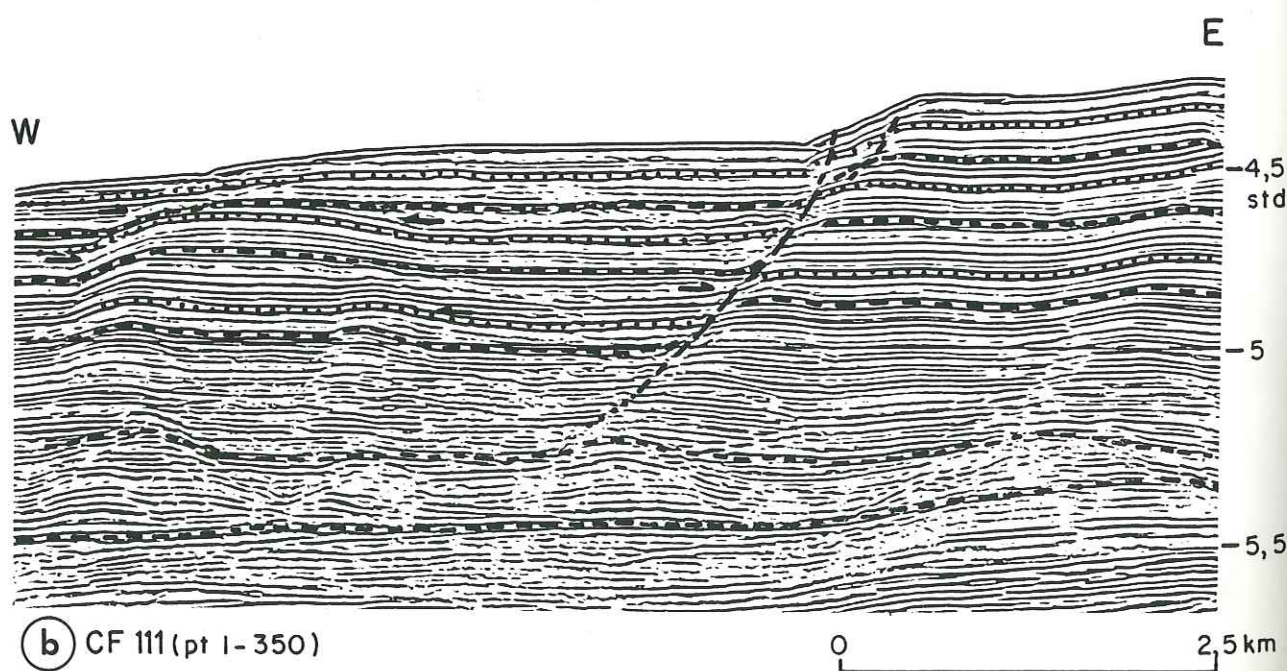
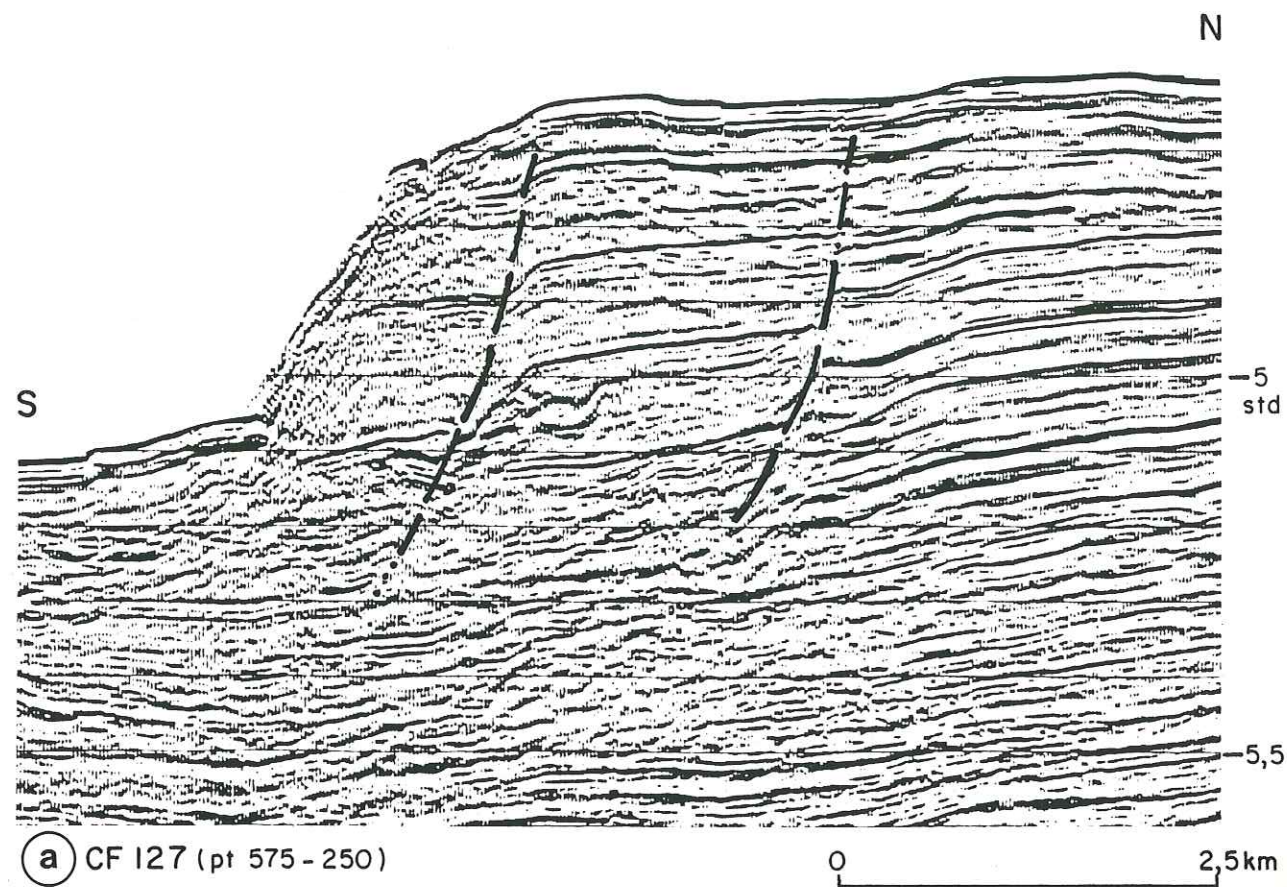


Fig. 80 - Failles synsédimentaires (extrémité de la banquette nord).

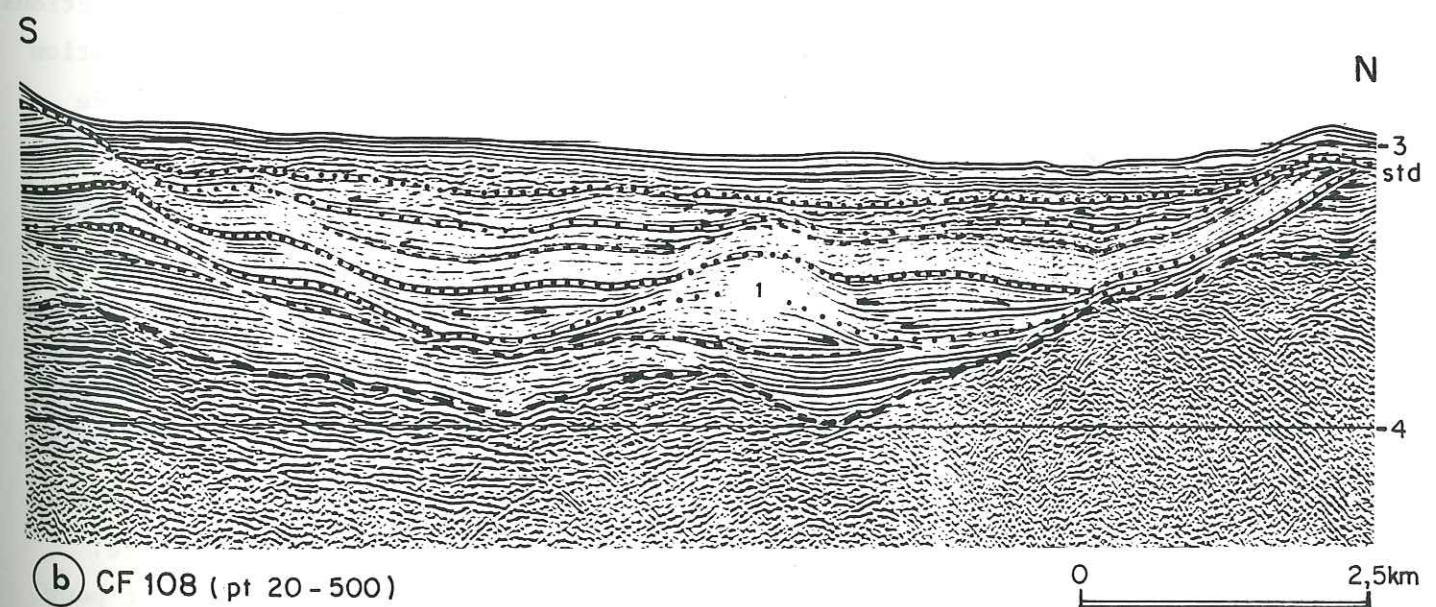
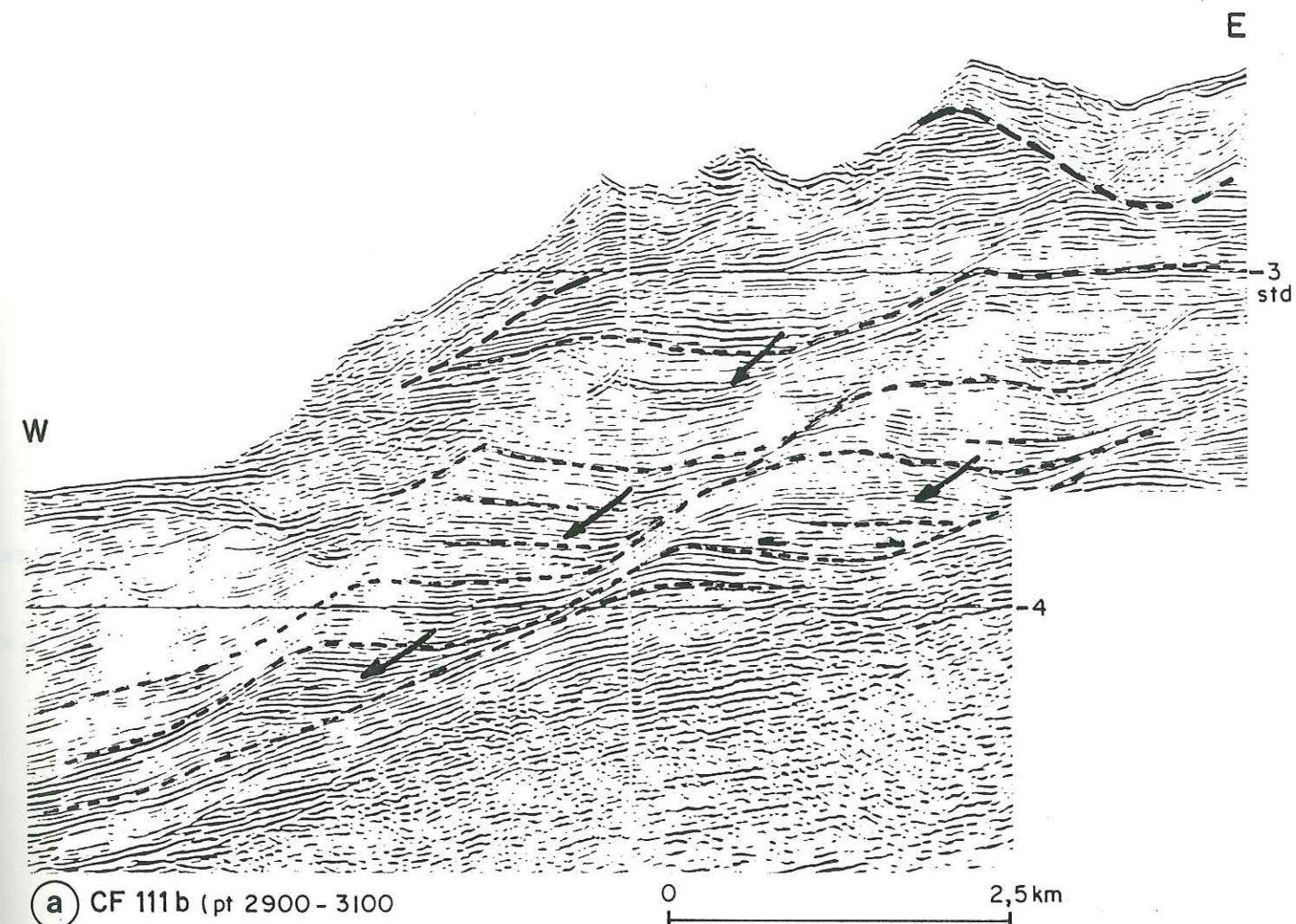


Fig. 81 - Glissements synsédimentaires
(a) partie amont de la dépression du Cap-Ferret
(b) dépression sud Cap-Ferret (1) monticule central.

3.3 - Les limites d'interprétation.

Ces quelques exemples montrent l'importance à accorder à ces déformations, car elles sont susceptibles, d'une part de donner naissance à des écoulements gravitaires, d'autre part, de modifier en permanence le modelé du fond et donc la distribution des dépôts ultérieurs.

Il est donc nécessaire, lors de l'étude de sections sismiques, de différencier les caractères sismiques qui en résultent de ceux qui résultent des processus de dépôt. Cette différenciation n'est pas toujours aisée à faire.

Ainsi, sur le profil CF 108 (fig. 81b), on distingue difficilement les effets respectifs des déformations gravitaires et des processus sédimentaires. La configuration en monticule, au centre du remplissage, peut être interprétée comme une géométrie de dépôt car elle présente des terminaisons en "downlap" à sa base et elle est associée latéralement à des dépôts de remplissage. De même, les ondulations observées sur l'extrémité sud du profil se rapprochent d'une configuration en dunes hydrauliques. Enfin, la séquence qui recouvre et moule ces ondulations a une configuration en drapage de feuillets. En bref, la géométrie des dépôts pourrait être due uniquement à des processus sédimentaires.

A l'opposé, la plupart des formes peuvent résulter de déformations par glissement sur les pentes et bourrage au centre de la dépression.

Mais comme le montrent le redressement brutal des couches sur le flanc droit de la dépression, non compatible avec une géométrie de dépôt, et les formes en remplissage de chenaux visibles de part et d'autre du monticule central, cette image sismique s'interprète comme l'effet cumulé de constructions sédimentaires et de déformations gravitaires. En particulier, la configuration en monticule a été amorcée par des processus dynamiques et ensuite exagérée par glissement.

Dans l'exemple ci-dessus, les déformations postérieures aux dépôts ne modifient pas radicalement leurs caractères sismiques. Par contre, bien souvent, aux difficultés de distinguer les structures dues aux dépôts de celles dues aux déformations, s'ajoute l'impossibilité de reconnaître avec certitude les limites de la séquence.

Ainsi, sur la portion de profil déjà présentée (fig. 79), les dépôts de la banquette nord sont affectés par des glissements en masse qui individualisent des ensembles peu déformés, séparés par des zones de discontinuité.

- D'une part, on peut confondre les formes en monticule ayant pour origine des constructions sédimentaires, de celles formées par l'amortissement des glissements.

- D'autre part, les UFS chaotiques présentes à la base des formes en loupes d'arrachement correspondent soit à des semelles de glissement, soit à des remplissages de chenaux.

- Enfin, ces déformations s'effectuant au cours des dépôts, l'épaisseur relative des séquences et leur caractère sismique évoluent rapidement de chaque côté des cassures, ce qui empêche d'établir avec certitude une chronologie des dépôts.

Du fait de la mise en continuité de réflecteurs diachromes de part et d'autre des plans de glissement, ou de la formation d'"onlap" ou de "downlap" apparents par étirement des couches, l'établissement des lignes temps par le suivi des réflecteurs doit être contrôlé par la comparaison pas à pas de l'enchaînement vertical du caractère des réflexions. L'interprétation de telles images sismiques en termes de dynamique de mise en place de dépôts ou de reconnaissance de phases de structuration ne pourra se faire que si l'on a pu faire la part entre les structures de dépôt et celles résultant d'une déformation ultérieure.

- TROISIÈME CHAPITRE -

EVOLUTION DE LA MARGE AQUITAINE AU CENOZOTIQUE
ET EDIFICATION DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET.

L'objet de ce chapitre est de proposer, à l'aide de l'ensemble des profils disponibles, une reconstitution des modalités d'édification de l'éventail du Cap-Ferret en relation avec l'évolution cénozoïque de la marge continentale aquitaine.

Pour ce faire, il est nécessaire :

- de définir la géométrie des séquences de dépôt et de reconnaître les différentes UFS depuis le plateau continental jusqu'au glacis ;
- d'établir la stratigraphie des séquences reconnues afin de montrer l'impact des modifications du cadre géologique régional sur la distribution des dépôts.

Ces deux objectifs se heurtent aux difficultés d'établir avec précision les limites de séquence sur l'ensemble de la marge et de proposer un âge aux dépôts en l'absence de forage profond dans le secteur étudié.

En conséquence, dans un premier temps, après avoir exposé les critères de reconnaissance des principales séquences de dépôt constituant la formation 1 post-Eocène moyen (MONTADERT et al., 1971), j'interpréterai en termes de dynamique sédimentaire la configuration des réflecteurs et les UFS de ces séquences.

Dans un deuxième temps, je confronterai cette interprétation aux autres données disponibles et proposerai ainsi une attribution stratigraphique pour chaque séquence de dépôt, cela dans le but de dégager les facteurs ayant conduit à l'édification de l'éventail du Cap-Ferret.

1 - RECONNAISSANCE DES PRINCIPALES SEQUENCES DE DEPOT

1.1 - Problème de reconnaissance.

Une part importante de l'interprétation des profils sismiques consiste à établir les limites des séquences de dépôt afin de suivre l'évolution, dans l'espace ou le temps, des UFS et la configuration des réflecteurs.

Suivant les objectifs de l'étude et les limites de résolution de la technique sismique employée, les séquences de dépôt peuvent être définies à différentes échelles.

Dans ce chapitre, je décrirai en tant que séquences de dépôt, des unités :

- formées par des réflecteurs relativement conformes,
- assez développées pour être suivies sur l'ensemble des profils sismiques,
- identifiées par des caractères sismiques propres à mettre en évidence une modification notable des processus sédimentaires.

Dans le cadre de cette étude, il est nécessaire de caractériser chaque séquence de dépôt dans son intégralité, du plateau continental au glacis, pour pouvoir évaluer, par exemple, l'influence sur les dépôts profonds d'une variation d'épaisseur relative de la tranche d'eau sur le plateau continental.

Or, la continuité des séquences de dépôt est difficile à établir sur l'ensemble de la zone d'étude. Cela est dû aux processus sédimentaires (chenalisation, variation latérale de faciès) et aux déformations structurales et gravitaires qui entraînent des ambiguïtés de corrélation entre les séquences reconnues sur chaque profil. Ces problèmes sont particulièrement aigus au passage du talus continental et dans les dépôts de remplissage du graben du Cap-Ferret.

1.2 - Définition des principales séquences de dépôt.

Les séquences de dépôt, individualisées dans les différents domaines morphologiques de la marge, sont présentées dans les planches 1 à 9 regroupées à la fin de ce chapitre (p. 300). Leurs limites sont respectivement définies par les lettres P, C et G pour les sections du plateau continental et du plateau marginal landais, du graben du Cap-Ferret et du glacis (tabl. 1). Elles sont

identifiées par des discordances ou par des changements importants de faciès sismique ou de configuration des réflexions. De proche en proche, j'ai tenté de relier ces différentes séquences. Ces corrélations sont de plus en plus sujettes à caution quand elles sont établies :

- à partir du suivi de réflecteurs "caractéristiques",
- par la seule comparaison de l'enchaînement vertical des changements de faciès sismique,

Les limites des séquences majeures définies localement ne sont pas toujours en phase. Ainsi, comme le montre aussi l'évolution assez progressive des dépôts, la division de la mégaséquence de remplissage en plusieurs séquences, interprétées séparément, est relativement arbitraire.

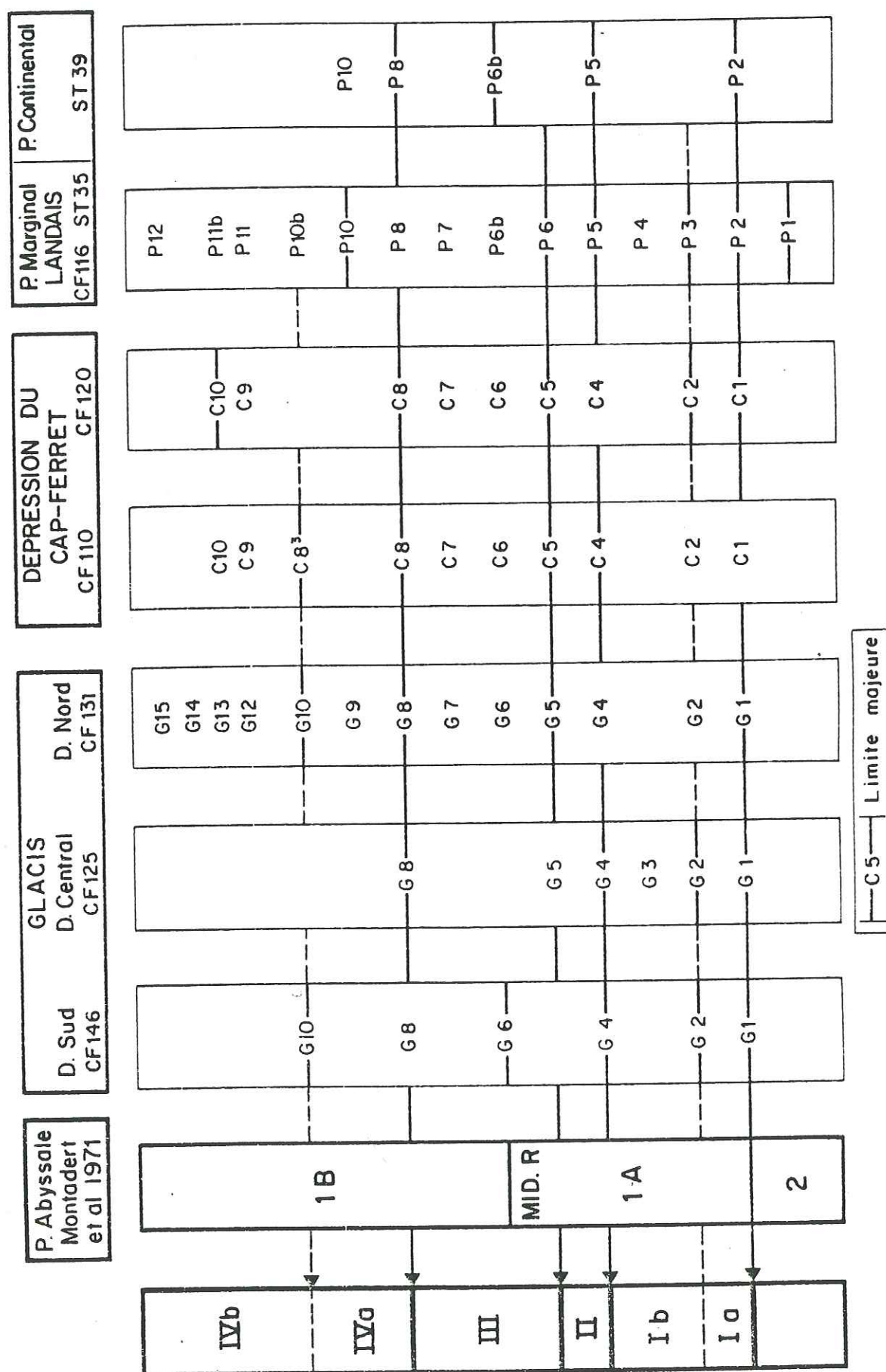
Toutefois, de façon assez objective, il se dégage un schéma général d'évolution en quatre séquences principales de dépôt dont les limites correspondent selon les lieux à des discordances angulaires, à des changements de l'amplitude des réflexions ou à des cycles distincts de formation de chenaux.

- Une première séquence, I, s'individualise entre un substratum fortement tectonisé et les réflecteurs P5, C4 et G4. Il s'agit essentiellement d'une séquence de remplissage caractérisée par des UFS de faible amplitude.

- La deuxième séquence, II, repose souvent en discordance sur la séquence I et s'identifie surtout par des réflecteurs de forte amplitude assez continus. Sa limite supérieure peut être établie soit au toit des UFS de forte amplitude (réflecteurs P6 bis, C6, G5), soit au niveau d'une discordance angulaire assez forte (réflecteurs P6, C5, G5). J'ai choisi cette dernière solution car cette limite est plus facile à reconnaître qu'une variation de faciès sismique.

- La troisième séquence, III, est limitée à son toit par les réflecteurs P8, C8, G8, qui marquent un changement important dans la configuration des réflexions. Cette séquence peut être globalement caractérisée par une faible amplitude des réflexions et un développement des UFS en remplissage de chenaux. Sa base comprend, toutefois, des réflecteurs de forte amplitude dont le sommet (réflecteurs P6 bis, C6, G6) correspond par définition au réflecteur Mid R, toit des UFS de forte amplitude au sommet de la séquence 1 B (MONTADERT et al., 1971).

- La quatrième et dernière séquence, IV, se définit par le développement, en plusieurs étapes, des processus de chenalisation et de construction latérale de plus en plus importants. Sa partie inférieure a des caractères assez semblables à ceux de la séquence III tandis que sa partie supérieure montre une configuration des réflexions tout à fait originale.



Tabl. 1 - Définition des principales séquences de dépôt.

Ces quatre principales séquences, bien qu'elles soient en relative continuité, ont chacune des particularités qui mettent en relief des changements notables dans les modalités de mise en place des dépôts.

Dans le chapitre suivant, c'est en termes de dynamique sédimentaire que je proposerai une interprétation des différentes configurations et associations de faciès sismique présentées par ces séquences ; j'étudierai plus particulièrement la dernière séquence au cours de laquelle s'édifie l'éventail sub-aquatique du Cap-Ferret. C'est en fonction de ces interprétations que pourra être proposé, par la suite, un âge pour ces séquences.

2 - CARACTERISATION DES PRINCIPALES SEQUENCES DE DEPOT : MODALITES DE MISE EN PLACE

2.1 - Séquence I.

2.1.1 - Caractères généraux.

Cette première séquence de remplissage est comprise entre un substratum tectonisé et les premiers horizons de forte amplitude. Elle se caractérise par des UFS d'amplitude et de continuité faibles à moyennes, et elle est formée de plusieurs unités localement bien délimitées mais dont l'extension à l'ensemble de la marge est difficile à préciser. Cependant, on reconnaît deux sous-séquences Ia et Ib, séparées par une discordance notable.

2.1.2 - Sous-séquence Ia.

Elle repose sur un substratum très déformé qui présente, sur les zones en relief, des UFS chaotiques de forte amplitude et, dans les zones dépressionnaires, des UFS de meilleure continuité et de faible amplitude (pl. 1 et 3). Cela indique qu'une structuration suivant les axes actuels existait avant la phase tectonique paroxismale, à la base de la sous-séquence Ia.

Dans les zones dépressionnaires situées sous le plateau continental actuel et dans la zone nord du glacis, cette séquence est bien développée ; elle s'amincit considérablement sur le plateau marginal landais, dans la partie médiane du graben du Cap-Ferret ainsi que dans la zone centrale et sud du glacis.

Quand cette séquence est épaisse, elle constitue des remplissages en "onlap" caractérisés par des UFS de faible amplitude et de continuité moyenne en configuration subparallèle. Inversement, la continuité des réflecteurs diminue dans les secteurs où son épaisseur est réduite, comme dans le graben du Cap-Ferret et dans la zone sud du glacis (pl. 3 et 6).

Le toit de la sous-séquence Ia est marqué par une surface de discordance qui met nettement en évidence un rejeu tectonique.

Des chenaux sont nettement perceptibles sur le paléotalus situé alors à l'emplacement de la côte actuelle et dans le secteur sud du glacis. Dans ce dernier, ils ont une direction apparente de déplacement d'Est en Ouest sur le profil CF 142 (pl. 8) et du Nord au Sud sur les profils CF 125 et CF 137

(pl. 6 et 7). Ces caractères et la faible épaisseur des dépôts dans le graben du Cap-Ferret me conduisent à envisager une alimentation du secteur nord du glacis à partir du système Capbreton-Santander ; à cette époque, l'alimentation du glacis par le graben du Cap-Ferret, situé loin du paléotalus, serait très réduite.

2.1.3 - Sous-séquence Ib.

La sous-séquence Ib repose sur une surface de discordance accompagnée, dans la zone centrale du glacis et dans le graben du Cap-Ferret, par des troncatures de strates (pl. 3).

Par rapport à la sous-séquence Ia, la sous-séquence Ib tend plus fortement à ennoyer les paléoreliefs ; de ce fait, elle est plus isopaque et existe sur l'ensemble de la zone étudiée. Elle est généralement constituée d'UFS de moyenne continuité et de faible amplitude comportant plusieurs réflecteurs continus de forte amplitude et des discordances internes.

- Sur le plateau marginal landais et le promontoire de Santander, la sous-séquence Ib a un caractère drapant.

- Sur le plateau continental, elle est assez semblable à la sous-séquence Ia, mais elle met en évidence un déplacement du talus vers l'Ouest-Sud-Ouest.

- Dans la partie amont du graben du Cap-Ferret, elle comporte les premières chenalisationes associées à des constructions de banquettes sédimentaires (pl. 3). Toutefois, elle s'amenuise considérablement vers l'aval avant de se développer à nouveau au débouché du graben du Cap-Ferret.

- Au Nord-Est du glacis, des chenaux et d'amples levées latérales sont visibles sur les profils CF 129 et CF 131 (pl. 6). Ces chenaux, orientés d'Est en Ouest, migrent vers le Sud sur la surface de discordance de base. Ils indiquent donc une alimentation terrigène du glacis par le système Cap-Ferret.

- Dans la zone centrale du glacis (pl. 8), au-dessus d'une surface d'érosion, s'individualise un système de chenaux assez diffus, sans levées sédimentaires importantes, que l'on peut attribuer au système d'alimentation Capbreton-Santander.

Du fait de la création de chenaux dans le graben du Cap-Ferret et de leur prolongement sur le glacis, la sous-séquence Ib marque, par rapport à la sous-séquence Ia, une nette augmentation des apports terrigènes par le biais de ce système Cap-Ferret.

2.1.4 - Evolution d'ensemble de la séquence I (fig. 84, p. 294).

La sous-séquence Ia correspond à une première phase de sédimentation en remplissage des dépressions formées ou accentuées par une phase tectonique majeure. Les sédiments sont alors en grande partie piégés sur la marge située sous le plateau continental actuel et ne semblent pas atteindre le glacis par le graben du Cap-Ferret. L'alimentation du glacis s'effectue à partir de la marge espagnole.

La sous-séquence Ib est une phase de sédimentation plus active, en remplissage des dépressions, mais qui recouvre aussi la plupart des reliefs. Cette augmentation des apports terrigènes est mise en relation avec un rejou des structures, elle se marque par l'initiation du chenal du Cap-Ferret et par l'édification sur le glacis, à partir de ce chenal, d'un système de levées sédimentaires assez semblable au système actuel.

2.2 - Séquence II.

2.2.1 - Caractères généraux.

Cette séquence se définit généralement par des UFS de forte amplitude et d'assez bonne continuité. Cela permet de bien l'individualiser, par opposition à la séquence I, sur le plateau continental, le plateau marginal landais et le promontoire de Santander. Par contre, dans le graben du Cap-Ferret et sur le glacis, ses limites sont moins précises.

2.2.2 - Plateau continental et graben du Cap-Ferret.

- Sur le plateau continental, la base de la séquence II est définie par un réflecteur puissant et continu sur lequel reposent, en "downlap", les "bottom-sets" d'une unité en configuration de progradation sigmoïde (§ 1.1). Le toit de la séquence est marqué par une surface d'érosion et une base de chenalisation.

- Au pied du talus aquitain actuel, la séquence présente une faible épaisseur et une configuration en chenal et levée. Son toit et sa base correspondent à des discordances angulaires.

- En amont du graben du Cap-Ferret, elle est plus développée sous forme d'UFS de levée de faible amplitude, essentiellement au Sud, et d'UFS de chenal chaotique de forte amplitude.

- Vers l'aval du graben, la séquence diminue d'épaisseur, les chenaux se déplacent vers le flanc sud et les UFS de levée et banquettes sédimentaires sont faiblement représentées, la surface de dépôt devenant plus horizontale.

Le développement important des UFS de levée à proximité du débouché du chenal sud Cap-Ferret montre qu'aux apports provenant de la tête du graben du Cap-Ferret s'ajoutent des apports provenant du Sud. Ils ont pour origine les sédiments, drainés par des chenaux visibles au niveau du paléotalus au Sud du haut-fond de Frégate, qui convergent pour déboucher dans la dépression du Cap-Ferret légèrement en amont du chenal sud Cap-Ferret.

Sur le plateau marginal landais, la séquence II présente des réflecteurs de forte amplitude et de grande continuité, indice d'une sédimentation calme.

En résumé, dans ce secteur amont, la séquence II constitue une unité de dépôts progradants qui s'avancent dans le graben du Cap-Ferret. La diminution rapide de son épaisseur et le caractère sigmoïde de la progradation suggèrent une assez faible énergie de transport.

2.2.3 - Glacis continental.

La base de la séquence II ne peut être définie avec précision sur l'ensemble du glacis. A proximité du graben du Cap-Ferret (pl. 6), elle est peu épaisse et se distingue par une augmentation rapide de l'amplitude des réflecteurs, augmentation associée à une surface de discordance dans la zone centrale. Dans la zone sud (promontoire de Santander, pl. 9), et dans le secteur ouest (pl. 7 et 8), les séquences I et II sont de nouveau en paraconcordance.

Le toit de la séquence II est défini par le réflecteur G5, caractérisé par une forte amplitude et la présence de terminaisons en "onlap" à la base de la séquence III.

De façon générale, la séquence II est épaisse dans le secteur sud et s'amincit vers le Nord.

Dans les chenaux du système Capbreton-Santander, des UFS de remplissage en "onlap" se développent en particulier dans la branche est. Elles ne paraissent pas liées à des constructions latérales importantes car les dépôts latéraux équivalents des reliefs interchenaux (promontoire de Santander, montagne Landes) ont une configuration parallèle et ne peuvent être considérés comme des dépôts de débordement.

Rapidement, vers le Nord, les chenaux du système Capbreton-Santander perdent leur individualité. On remarque toutefois, sur le profil CF 137 (p.t. 2000, pl. 7), une UFS chaotique en remplissage de chenal ; on peut la

rapprocher de l'activité du chenal de Torrelavega mais elle est plutôt liée à la position ultime atteinte par la branche est du chenal de Capbreton-Santander lors de sa migration vers l'Ouest (cf. fig. 84b) ; la forme de ce dernier était alors semblable à sa forme actuelle.

Dans le secteur nord-est près du débouché du graben du Cap-Ferret, la séquence II, réduite, comporte des réflecteurs horizontaux, discontinus et de forte amplitude ; vers l'Ouest, la continuité des réflecteurs augmente et la séquence en configuration parallèle diminue d'épaisseur. Ces caractères sont l'indice d'une alimentation par le système Cap-Ferret, mais nettement plus faible que celle induite par le système de Capbreton-Santander, et qui n'entraîne la formation ni de chenaux bien individualisés, ni de levées sédimentaires.

En résumé, sur le glacis, la séquence II, bien qu'en relative continuité avec la séquence I, s'en distingue pourtant :

- par des UFS de plus forte amplitude et de meilleure continuité,
- par un amincissement très important du Sud au Nord et plus faible d'Est en Ouest,
- par l'abandon, dans le secteur nord-est, du système de chenalisation antérieur, axé sur le graben du Cap-Ferret.

2.2.4 - Evolution d'ensemble de la séquence II (fig. 84b, p. 294).

Les changements de caractère sismique entre les séquences I et II sont le reflet d'une modification notable des modalités de dépôt.

Dans le graben du Cap-Ferret, la séquence II marque une avancée des dépôts qui tendent à combler seulement sa partie amont. Ils correspondent aux prolongements, vers l'aval, des "bottomsets" de faible épaisseur d'une unité de progradation en configuration sigmoïde.

Sur le glacis, au débouché du graben du Cap-Ferret, l'énergie de transport est trop faible pour entretenir les chenaux développés au cours de la séquence I, ils sont progressivement abandonnés.

L'importante diminution d'épaisseur de cette séquence, du Sud vers le Nord, témoigne d'une alimentation du glacis à partir de la marge basco-cantabrique. Le réseau de chenaux dans le secteur sud est toutefois peu structuré, sans édification de levées conséquentes. Cela conduit à admettre que l'alimentation s'effectue à partir de courants de turbidité de faible énergie et de suspensions uniformes drapant les reliefs.

De façon très schématique, la séquence II peut être considérée, dans son ensemble, comme une unité de progradation à caractère sigmoïde où les dépôts de "foreset" sont épais et ceux de "bottomset" très réduits.

Ainsi, depuis la base de la sous-séquence Ib, l'évolution se marquerait par une décroissance avec plusieurs à-coups de l'énergie de transport. Comme le montre la configuration en progradation sigmoïde de la séquence II sur le plateau continental, la baisse de l'énergie de transport est rattachée à une élévation relative du niveau marin, cette dernière résultant peut-être d'une subsidence importante de l'ensemble de la marge aquitaine, postérieurement à la dernière phase de serrage.

2.3 - Séquence III.

2.3.1 - Caractères généraux.

La séquence III présente des caractéristiques propres mais elle peut aussi être considérée comme un passage entre les séquences II et IV. Les premières unités qui la composent sont très proches (forte amplitude) des unités sous-jacentes, mais elles en sont séparées par une discordance marquée. De même, les unités supérieures sont localement très semblables à celles de la base de la séquence IV, le toit de la séquence III étant défini par les réflecteurs C8 et G8 très bien individualisés dans le graben du Cap-Ferret et le secteur nord-est du glacis (pl. 4, 5 et 6).

Les corrélations établies au sein de cette séquence sont basées principalement sur l'analyse du faciès sismique. On peut reconnaître :

- une première unité de forte amplitude,
- une deuxième unité de faible amplitude,
- une troisième unité d'amplitude plus forte comportant une ou plusieurs surfaces d'érosion.

2.3.2 - Plateau continental et graben du Cap-Ferret.

2.3.2.1 - Plateau continental.

Sur le plateau continental, en tête du graben du Cap-Ferret, la séquence III est difficilement identifiable. On remarque seulement la présence de "muscles" de progradation à configuration sigmoïde-oblique, associés à des UFS discontinues de faible amplitude, en remplissage de chenaux.

Au Sud de la zone haute de Frégate, se situe, au-dessus des "bottomsets" de la séquence II, une surface d'érosion à partir de laquelle se développe un système de chenaux. Sur le paléotalus (st 39, pl. 1), un chenal majeur interrompt la continuité des réflecteurs entre les "topsets" et les "bottomsets" d'une séquence en configuration de progradation sigmoïde devenant progressivement plus oblique. Dans ce chenal, une première unité se marque par une accretion unilatérale, elle fait place à une unité en remplissage en "onlap", le toit de la séquence II correspondant à l'abandon du chenal après son comblement. Ce chenal se divise rapidement vers l'Ouest en plusieurs branches de faible amplitude.

Dans la zone dépressionnaire occupée par le chenal sud Cap-Ferret, des déformations importantes sont visibles à la base de la séquence III ; elles mettent en évidence un mouvement relatif notable entre le plateau marginal landais surélevé et cette zone dépressionnaire, ainsi qu'un rejeu de la structure sud Cap-Ferret (pl. 3). Ces mouvements entraînent une phase de surcreusement par glissement et érosion, la base de la séquence III étant très proche du substratum acoustique.

Il demeure ici une incertitude dans la délimitation des différentes unités constituant la séquence III, et donc des étapes de structuration. Toutefois, on peut individualiser :

- une première unité fortement déformée et de faible épaisseur dans les dépressions ;
- une deuxième unité moins déformée et développée préférentiellement dans les dépressions.

L'unité inférieure est identifiée à la confluence du chenal sud Cap-Ferret et du chenal Cap-Ferret. Le premier est alors décalé en hauteur par rapport au second et participe à l'alimentation de cette zone comme le prouve le déplacement du chenal Cap-Ferret vers le Nord (cf. fig. 65, p. 215). L'arrêt de cette migration au cours de la deuxième unité montre une diminution de l'alimentation par le chenal sud.

2.3.2.2 - Graben du Cap-Ferret.

Dans le graben du Cap-Ferret, en aval du débouché du chenal sud Cap-Ferret, la séquence III est divisée en une unité inférieure de forte amplitude et une supérieure de faible amplitude (pl. 4 et 5).

L'unité inférieure, en discordance sur la séquence II, forme un remplissage en "onlap", son épaisseur tend à s'accroître vers l'aval et comporte des dépôts de levée et de banquette. Verticalement, elle fait progressivement place

à des UFS de remplissage de chenaux, définies par des réflecteurs de forte amplitude, continus, séparant des UFS de faible amplitude, chaotiques, voire sourdes. Cette unité supérieure demeure subsopaque d'amont en aval. On observe une surface d'érosion à proximité du sommet de la séquence.

A ces dépôts d'axe de chenal sont associés des dépôts latéraux sous forme d'UFS d'amplitude moyenne et de bonne continuité qui forment des banquettes de débordement (pl. 4) mais qui tendent aussi à draper les pentes.

La configuration particulière, en coin convergeant vers le chenal, visible sur le profil CF 110 (cf. fig. 62 p. 212), appartient à cette unité et indique une alimentation à partir de la marge armoricaine.

2.3.2.3 - Interprétation

Une diminution de l'amplitude des réflexions, l'augmentation de l'importance relative des UFS de remplissage de chenaux et des rejeux structuraux, permettent d'individualiser la séquence III.

Certains caractères (comblement de chenaux, faible construction latérale) peuvent être considérés comme les témoins d'une baisse de l'énergie de dépôt après la phase de structuration. Cependant, le passage, au niveau du talus, d'une configuration à progradation sigmoïde à une progradation plus oblique, l'envahissement du chenal du Cap-Ferret par des UFS chaotiques associées à des surfaces d'érosion et enfin la mise en évidence d'apports à partir de la marge armoricaine me conduisent à interpréter la séquence III comme une phase d'intensification de l'énergie de dépôt.

2.3.3 - Glacis continental

Sur le glacis, la séquence III, limitée par les réflecteurs G5 et G8, s'oppose très nettement à la séquence II par une géométrie des dépôts distincts (pl. 7). Ils sont épais au Nord (0,5 s.t.d.), s'amincissent rapidement vers le Sud par des terminaisons en "onlap", puis, à partir de la zone centrale, demeurent subsopagues. D'Est en Ouest, la séquence III s'épaissit puis diminue faiblement. Dans les secteurs nord et ouest, la séquence III en configuration parallèle peut être qualifiée de remplissage en "onlap".

A proximité du débouché du graben du Cap-Ferret (pl. 6), trois unités sont identifiées.

- Une unité inférieure, peu épaisse, de forte amplitude et faible continuité, repose en "onlap" sur la surface de discordance G5. Je l'interprète comme la trace d'une migration rapide, vers le Sud, d'axes de transport est-ouest.

- L'unité médiane de faible amplitude et faible continuité présente des réflecteurs ondulés associés à des UFS chaotiques de forte amplitude. Il s'agit visiblement d'un chenal édifiant d'amples levées.

- Une unité supérieure dont l'amplitude et la continuité sont légèrement fortes, fait la transition avec la séquence IV.

Dans la zone centrale, sur le profil CF 142 (pl. 8), un chenal se déplaçant vers l'Ouest et laissant à l'Est d'amples levées se crée dès la base de la séquence. Il correspond au prolongement de la branche est du chenal Capbreton-Santander (fig. 84c, p. 294) ; il se dirige vers le Nord-Nord-Ouest et entrave la migration, vers le Sud, des axes de transport issus du système Cap-Ferret ; ceux-ci sont alors rejetés au Nord (deuxième unité) et se déplacent à nouveau vers le Sud (troisième unité) tandis que s'accélère le déplacement du chenal de Capbreton-Santander vers l'Ouest.

Si la migration progressive de ces chenaux vers la gauche s'explique par l'édification des levées sur leur droite, les déplacements brutaux doivent refléter une modification des capacités de transport mais aussi un changement de la topographie générale du fond sous l'effet de déformations structurales.

Ainsi, le déplacement très rapide des chenaux à la limite des séquences II et III, vers le Nord pour le système Cap-Ferret, et vers l'Est pour le système Capbreton-Santander, peut être interprété comme le résultat d'un enfoncement de la zone nord et un basculement vers l'Est de la zone centrale.

En résumé, sur le glacis, la séquence III correspond à une phase d'apports sédimentaires importants par le biais des systèmes Cap-Ferret et Capbreton-Santander qui interfèrent l'un sur l'autre. La création de levées sédimentaires et la faible diminution d'épaisseur des dépôts d'Est en Ouest témoignent d'une assez forte énergie de transport des courants de turbidité.

2.3.4 - Evolution d'ensemble de la séquence III (fig. 84c, p. 294).

Bien que les corrélations sur l'ensemble de la zone d'étude soient peu précises, on peut proposer un schéma général d'évolution des dépôts.

- La première unité est associée à un réajustement et à une réorganisation des systèmes de chenaux après une phase de déformation ; toutefois, l'énergie de dépôt est encore faible.

- La deuxième unité se marque par une alimentation terrigène plus importante. Dans le graben du Cap-Ferret apparaissent, liées à la formation de banquettes latérales, des UFS de remplissage chaotique, de faible amplitude ainsi que des apports par la marge armoricaine. Sur le glacis, l'alimentation terrigène

privilégie l'axe Capbreton-Santander qui interfère sur les apports Cap-Ferret encore assez faibles.

- La troisième unité montre une recrudescence des apports Cap-Ferret. Sur le talus continental, les chenaux d'alimentation antérieurs sont comblés. Une configuration de progradation oblique apparaît progressivement. Une phase d'érosion importante est observée en amont du graben du Cap-Ferret. Enfin, sur le glacis, l'axe Cap-Ferret prend le pas sur l'axe Capbreton-Santander qui est rejeté vers l'Ouest.

2.4 - Séquence IV : l'édification de l'éventail du Cap-Ferret.

Cette dernière séquence se distingue par une intensification des chenaux et constructions latérales qui induisent une topographie de dépôt de plus en plus contrastée. C'est au cours de la séquence IV que s'édifient la banquette et la levée nord.

Suivant les secteurs, elle est très épaisse, pratiquement équivalente aux trois autres séquences (graben du Cap-Ferret, zone nord du glacis) ou très réduite. De même, elle peut être assez homogène ou composée d'UFS très différentes.

Plus encore que pour les précédentes, il est difficile d'établir avec précision les limites des sous-séquences qui la constituent. Toutefois, dans une évolution progressive, se dégagent deux principales sous-séquences (IVa - IVb).

2.4.1 - Plateau continental.

La séquence IV sur le plateau continental (pl. 1) est formée de deux unités séparées par la limite P 10. L'unité inférieure (P8-10) se rapproche des unités situées au sommet de la séquence III, mais on remarque l'abandon définitif des axes de chenaux antérieurs et une configuration en progradation plus oblique. Au-dessus de P 10, se développe un "muscle" de progradation nettement oblique.

Dans le secteur sud, l'avancée du talus vers l'Ouest (fig. 84d et e, p. 295) est très importante (30 km environ). Dans la deuxième unité, les dépôts de "bottomset" diminuent rapidement d'épaisseur par "downlap" sur le réflecteur P 10, alors que ceux de la première unité sont plus réguliers.

En tête du graben du Cap-Ferret, la progradation du talus est plus limitée (10 km environ vers le Sud-Ouest) et les dépôts sont faiblement organisés. De nouveaux chenaux se créent par érosion au-dessus du réflecteur P 10..

Dans le détail, on constate que l'avancée du talus ne s'est pas effectuée de façon continue ; plusieurs UFS distinctes sont associées à des cycles de renforcement des chenaux. Par exemple, sur l'extrémité est du profil CF 116

(pl. 2), on reconnaît des stades d'avancée rapide du talus, identifiés par des "toplap" et des dépôts fortement inclinés, et des stades d'arrêt ou de ralentissement, marqués par des dépôts faiblement inclinés ou des UFS en remplissage de chenaux.

En conséquence, si le caractère général de la séquence IV en configuration de progradation oblique traduit une faible épaisseur de la tranche d'eau, cette dernière a dû être sujette à plusieurs oscillations importantes, une réduction entraînant l'avancée rapide du talus et la formation de "toplap" ou de troncatures d'érosion, une augmentation entraînant un ralentissement de la progradation. Ces variations cycliques sont liées probablement à des fluctuations eustatiques du niveau marin.

La séquence IV reflète donc, dans son ensemble, un apport sédimentaire massif sous une faible tranche d'eau sujette à de fortes variations pouvant aller jusqu'à l'exondation du plateau. De plus, la faiblesse relative du volume des dépôts en tête du graben du Cap-Ferret, par rapport à celui du prisme de progradation mis en place au Sud, montre qu'à cette époque une part importante des apports terrigènes a transité dans ce secteur sans s'y déposer.

2.4.2 - Graben du Cap-Ferret.

Caractères d'ensemble :

Au cours de la séquence IV s'édifie la banquette nord (pl. 4 et 5) qui surplombe actuellement le chenal du Cap-Ferret d'environ 400 m. Ces dépôts de débordement sont, en moyenne, deux fois plus épais que les dépôts d'axe de chenal ; l'importance relative de ces derniers diminue d'amont en aval. Cela ne peut pas traduire une forte baisse de l'énergie de transport car l'ensemble de la séquence est plus développé en aval ; il s'agit plutôt d'une évolution progressive entre des processus de transport déterminant un faible dépôt en amont et un dépôt plus important en aval.

Une autre particularité de la séquence IV est la migration du chenal du Cap-Ferret vers le Sud. Elle pourrait être interprétée comme l'incidence d'apports par la marge armoricaine ou d'un enfoncement différentiel du graben du Cap-Ferret le long du flanc sud. Mais je pense qu'elle est plus particulièrement due à l'effet de l'accélération complémentaire de Coriolis qui, seule, permet d'expliquer le déplacement vers l'Est et à contre-pente de chenaux orientés Nord-Sud entaillant la banquette nord (cf. fig. 71, p. 226).

2.4.2.1 - Sous-séquence inférieure C8-10.

L'unité de base qui fait la transition entre les séquences III et IV est presque exclusivement formée par des UFS de levées développées en rive droite du chenal du Cap-Ferret. Elles se définissent par des dépôts en monticule qui se terminent en "downlap" vers le chenal et en "onlap" vers l'amont. Des UFS d'axe de chenal ne sont présentes qu'à partir du profil CF 108 ; en amont de ce profil, le chenal constitue une zone de non-dépôt. Quand on s'éloigne de l'axe de la dépression, les dépôts équivalents tendent à draper les paléopentes et sont peu distincts des dépôts antérieurs ou postérieurs.

Vient ensuite une première unité de remplissage de chenal chaotique de faible amplitude. Elle est surmontée par une nouvelle unité, comportant des dépôts de levée en monticule et en dunes migrantes, qui fait place à une autre unité de remplissage chaotique.

Ces formes ont été décrites plus en détail dans le chapitre II et j'en ai déduit qu'il existait un *passage latéral de faciès* plutôt qu'une surface d'érosion entre les UFS de levée et les UFS de remplissage. L'interprétation proposée pour ces UFS paraît confirmée par l'analyse de l'évolution générale des dépôts.

On constate que les UFS de remplissage chaotique de faible amplitude caractérisent la séquence III alors que des UFS moins chaotiques et de plus forte amplitude sont développées dans la séquence II. Ainsi, si l'on admet l'analyse faite en termes de niveau d'énergie de ces deux séquences, les UFS de remplissage chaotique et de faible amplitude représenteraient un niveau d'énergie élevé. La sous-séquence C8-10 serait alors définie par deux cycles au cours desquels l'énergie de dépôt augmenterait progressivement puis diminuerait brutalement. Cette interprétation implique :

- que les formes de dépôt typiques de levée (dépôts en monticule, dunes migrantes) en accréation sur les flancs du chenal, sont le reflet d'une assez faible énergie de transport permettant aux dépôts de s'effectuer d'aval en amont,

- et que les UFS de remplissage marquent un déplacement de la zone de dépôt préférentiel vers l'aval sous l'effet d'une plus grande capacité de transport des courants de turbidité.

L'objection principale que l'on peut faire tient au fait qu'aux UFS de remplissage, de forte énergie de dépôt, ne peuvent être reliés sans ambiguïté des dépôts latéraux volumineux induits par une plus grande efficacité de débordement des courants de turbidité.

Toutefois, d'autres arguments sont avancés :

- d'une part, les UFS de remplissage chaotique sont plus développées en amont qu'en aval et des traces d'érosion leur sont associées ; cela tend à prouver que les UFS de remplissage chaotique sont, par rapport aux UFS de levée, des dépôts de plus forte énergie relative et qu'elles diminuent d'importance parallèlement à l'atténuation d'amont en aval de l'énergie de transport.

- d'autre part, la mise en place des UFS de levée a pour résultat de rétrécir rapidement le chenal dont le fond plat a une largeur maximale à la base de la séquence IV et au toit des UFS de remplissage chaotique ; cela suggère une baisse brutale de l'énergie de transport à ces niveaux.

L'ensemble de ces observations me conduit donc à reconnaître, dans la sous-séquence C8-10, deux cycles distincts de faible puis forte activité des courants de turbidité.

2.4.2.2 - Sous-séquence supérieure C10-Actuel.

Dans la dépression du Cap-Ferret, la sous-séquence supérieure C10-Actuel se différencie par :

- une configuration de remplissage en "onlap" plus marquée,
- un développement de banquettes de débordement,
- un ralentissement de la migration des chenaux,
- un faible épaissement d'amont en aval des dépôts dans l'axe du chenal du Cap-Ferret,
- une tendance à l'amincissement des dépôts de débordement d'amont en aval.

Ces caractères traduisent une plus grande capacité de débordement et une moindre diminution de l'énergie de transport d'amont en aval. Cependant, les chenaux présentent une plus faible proportion d'UFS de remplissage chaotique de faible amplitude que dans la sous-séquence précédente, et des terminaisons en "onlap" et "downlap" vers l'amont attestent l'existence de configurations de dépôt en monticule.

Cette dernière séquence pourrait, de ce fait, avoir été mise en place sous une énergie de dépôt moyenne, sensiblement identique à celle de la sous-séquence inférieure. Dans ce cas, on peut considérer que l'évolution verticale, d'UFS de levée en ondes migrantes à des UFS de banquettes en configuration en feuillets subhorizontaux, s'effectue, sans modification du niveau moyen d'énergie, sous l'effet de l'augmentation du relief en bordure du chenal.

Toutefois, les dépôts d'axes de chenaux de la séquence C10-Actuel, moins bien structurée, montrent plusieurs fluctuations de caractère sismique. Sur la banquette nord (pl. 5), trois principales unités sont séparées par des surfaces de discordance, d'érosion, ou consécutives à des glissements. Elles sont associées, dans les chenaux nord-sud, à des cycles d'érosion-remplissage nettement distincts.

Ainsi, je pense que la modification de la configuration des dépôts entre les sous-séquences C9-10 et C10-Actuel résulte :

- d'une part, d'une évolution des processus de dépôt sous l'effet de la transformation progressive de la morphologie du fond ;

- d'autre part, d'une augmentation, en plusieurs cycles, de l'énergie de dépôt, différente de celle induite par la concentration des écoulements dans les chenaux de plus en plus profonds, car elle se manifeste aussi dans les dépôts de débordement.

2.4.2.3 - Evolution d'ensemble de la séquence IV dans le graben du Cap-Ferret.

Dans le graben du Cap-Ferret, la séquence IV présente, par rapport aux précédentes, une organisation originale qui traduit :

- une évolution progressive par construction latérale différentielle marquée par l'approfondissement et le rétrécissement du chenal du Cap-Ferret et par la construction de la banquette nord,
- une augmentation moyenne de l'énergie de dépôt qui peut être reliée à la progradation rapide du talus continental,
- une variation cyclique du niveau d'énergie d'autant plus rapide que l'on se rapproche de l'Actuel ; ces variations peuvent être mises en relation avec les fluctuations du niveau marin observées sur le plateau continental.

L'interprétation des principales UFS en termes de niveau d'énergie relative demeure cependant incertaine et ne peut être contrôlée en l'absence de corrélations précises entre les stades d'avancée rapide du talus et les phases de mise en place des unités de dépôt, mais l'interprétation proposée me paraît la mieux correspondre à un schéma logique d'évolution de ce système.

2.4.3 - Glacis continental.

2.4.3.1 - Caractères d'ensemble.

Sur le glacis, la séquence IV correspond à l'édification de l'éventail du Cap-Ferret (pl. 6, 7 et 8). La grande levée nord est construite principalement à partir d'apports Cap-Ferret distribués par des chenaux migrant vers le

Sud (fig. 84d et e). Parallèlement, le cours des chenaux de Capbreton-Santander est sensiblement modifié.

L'organisation morphologique actuelle est le reflet de l'évolution particulière de cette séquence ; en effet, sauf dans le secteur sud, la base de la séquence IV est une surface presque plane faiblement inclinée vers le Nord-Ouest. Cette séquence présente donc une épaisseur importante le long de la crête de la levée actuelle, maximale (1, 2 s.t.d.) à proximité du débouché du chenal du Cap-Ferret, et qui décroît progressivement vers le Nord et vers l'Ouest ; vers le Sud, elle s'amenuise rapidement au passage de la zone de confluence centrale puis plus progressivement au-delà.

Dans son ensemble, cette séquence peut être qualifiée de remplissage en "onlap" évoluant vers un remplissage complexe en monticule.

La différenciation actuelle en domaine nord, zone de confluence centrale, et domaine sud se retrouve dans la configuration des réflexions. Le plan de migration des chenaux, issus du graben du Cap-Ferret, limite un secteur nord où dominant des UFS de levée et un secteur sud lui-même divisé en un domaine sud, dominé par les influences du système Capbreton-Santander, et un domaine central où se mêlent les influences des deux systèmes d'alimentation.

2.4.3.2 - Domaine sud : système Capbreton-Santander.

Dans le domaine sud, la séquence IV repose en discordance sur un réflecteur assez bien marqué dans lequel sont confondus les réflecteurs G7 et G8 (pl. 6, CF 125).

A la base de cette séquence, la branche est du chenal de Capbreton-Santander se dirige vers le Nord-Nord-Ouest (fig. 28d). Elle se distingue par des UFS chaotiques sans levées latérales développées. Brusquement, ce chenal est rejeté vers le Sud-Ouest ; la trace de ce déplacement est signalée par des réflecteurs horizontaux de forte amplitude (G9). Deux chenaux s'individualisent alors, le premier au Nord perd rapidement de l'importance et disparaît, le second au Sud se déplace vers le Nord pour atteindre sa position actuelle.

Au Nord de la montagne Landes, la branche est du chenal de Capbreton-Santander, qui s'est légèrement déplacée vers la gauche, est définie par des remplissages chaotiques de forte amplitude. Elle est bordée à sa droite par des dépôts de débordement épais. A sa gauche, des dépôts de levée sont identifiés par une convergence des réflecteurs vers l'Ouest. A l'arrière de ces derniers s'observe une UFS de faible continuité en remplissage en "onlap", associée à une alimentation par la branche ouest du chenal de Capbreton-Santander. En effet, plus en amont (pl. 9) apparaît une UFS chaotique de forte amplitude en remplissage, reposant sur une surface d'érosion.

On observe donc dans le secteur sud plusieurs événements plus ou moins concomitants (fig. 84d et e, p. 295) :

- un brutal déplacement de la branche est du chenal de Capbreton-Santander qui forme alors un coude très accusé,
- une recrudescence du transit sédimentaire dans la branche est,
- un nouveau déplacement de la branche ouest vers le Nord,
- l'apparition, en sommet de séquence, d'UFS de plus forte amplitude définissant des terminaisons en "onlap" plus accusées.

La reprise d'activité dans la branche ouest du chenal de Capbreton-Santander semble liée au fait qu'un équilibre entre les deux branches a été atteint, après qu'une phase de sédimentation préférentielle ait atténué la pente de la branche est. L'analyse des profils sismiques confirme l'interprétation des données superficielles (cf. p. 109) : la branche est se compare à un bras abandonné, la branche ouest à un chenal rajeuni par capture.

Plus au Nord, le déplacement brutal de la branche est vers l'Ouest n'est pas associé à cette capture, car il est antérieur à la surface d'érosion visible dans ce chenal. Par contre, la dernière phase de migration vers le Nord semble correspondre à cette activation de la branche ouest.

La première surface de migration est interprétée comme la conséquence d'une phase de comblement préférentiel du chenal sans édification de levée latérale importante. Elle correspond aussi au développement, plus au nord, des premiers chenaux bien marqués du système Cap-Ferret, elle reflète donc l'influence d'une accentuation des apports Cap-Ferret. Par la suite, ces deux systèmes de chenaux migrent de façon antagoniste.

En résumé, dans le secteur sud du glacis, la séquence IV peut être divisée en :

- une unité inférieure, en relative continuité de la séquence III, qui forme un remplissage en "onlap" peu épais dans laquelle l'activité des chenaux est réduite.
- une unité supérieure (limitée à sa base par le brusque déplacement de la branche est du chenal de Capbreton-Santander vers le Sud) qui montre une activité importante des chenaux et en particulier la réactivation de la branche ouest.

Au cours de cette dernière s'individualise la zone de confluence centrale où les deux systèmes d'alimentation mêlent leurs influences.

2.4.3.3 - Domaine nord : système Cap-Ferret.

Ce domaine nord est très nettement dominé par les apports Cap-Ferret qui, mis en place par des chenaux migrant du Nord au Sud, édifient la levée nord. On peut cependant distinguer un secteur est, soumis à la seule influence du système Cap-Ferret, et un secteur ouest où s'ajoute celle du système Capbreton-Santander.

Mise en place des dépôts :

La reconstitution du tracé des chenaux successifs (fig. 84d, p.295) met très clairement en évidence le pivotement des chenaux vers le Sud au débouché du graben du Cap-Ferret. La migration ne dépasse pas 5 km à la hauteur du profil CF 127 (pl. 4) alors qu'elle atteint 45 km à celle du profil CF 131 (pl. 6). Très rapide en début de séquence, elle est par la suite ralentie tandis qu'apparaissent les premières formes de remplissage de chenaux.

En aval du profil CF 131 (pl. 7), plusieurs chenaux sont observés dans la partie inférieure de la séquence IV (G8 à G10). Au contraire, sa partie supérieure plus homogène est mise en place par un chenal migrant de façon continue du Nord vers le Sud jusqu'au pied de la montagne Aquitania.

Les deux sous-séquences IVa et IVb se distinguent par une différence du réseau de chenaux.

Sous-séquence IVa (fig. 84d).

Elle est définie en amont par le pivotement des axes de chenaux à partir d'un point relativement fixe : le débouché du graben du Cap-Ferret. Ces chenaux ne présentent pas d'UFS de remplissage chaotique et ils sont associés latéralement à des dépôts de levée en monticule. Plus en aval, du profil CF 137 au profil CF 135, ils se sont divisés en plusieurs branches et on ne peut définir une migration vers le Sud. Enfin, sur le profil CF 136, il n'y a plus d'individualisation d'UFS de chenaux et de levées, les réflecteurs sont subparallèles. D'Est en Ouest, l'épaisseur de la sous-séquence IVa diminue d'abord rapidement puis plus progressivement (0,7 à 0,3 s.t.d.). Du fait de terminaisons en "onlap", malgré la construction de levées, elle s'amincit vers le Sud.

Sous-séquences IVb.

Sa base est marquée en aval par un réflecteur puissant définissant une surface de discordance. Par contre, en amont, les deux séquences sont en conformité. La base de la sous-séquence IVb est attribuée au réflecteur G10 qui correspond au début d'un cycle de formation de chenaux par construction latérale.

Au cours du dépôt de cette sous-séquence, la migration des chenaux (fig. 84e, p. 295) est réduite en amont (5km sur le profil CF 129, 10 km sur le profil CF 131), alors qu'elle est importante en aval (22 km sur le profil C 135).

Il se met donc en place un système de migration en éventail semblable à celui de la première unité, mais nettement décalé vers l'aval.

Au sein de cette sous-séquence, se distinguent en amont quatre unités comprenant des dépôts de chenal et de levée ; leurs limites correspondent à des déplacements rapides des axes de chenaux et des dépôts de débordement vers le Sud.

En aval, les premières unités tendent à disparaître tandis que les unités supérieures présentent une configuration similaire à celles montrées en amont par les premières. En effet, à la migration perpendiculaire aux axes de transport s'ajoute l'effet d'une progradation parallèle à ces axes. Elles s'accompagnent d'une évolution des faciès sismiques assez semblable.

Schématiquement, chaque unité progradante comporte d'amont en aval :

- des UFS en configuration de feuillets plus ou moins drapants,
- des UFS plus épaisses en monticules et dunes migrantes, associées à des chenaux bien distincts,
- des UFS courtes, peu épaisses, mises en place par plusieurs chenaux de distribution.

Une organisation identique se retrouve dans la sous-séquence IVa et l'ensemble de la séquence IV peut alors être considéré comme une unité de progradation où les UFS caractéristiques des différents milieux de dépôt (levée proximale, levée distale, chenal d'alimentation, chenal de distribution) se déplacent vers l'Ouest au cours du dépôt.

Variation du niveau d'énergie de dépôt, influence du système Capbreton-Santander :

Au schéma général de mise en place des dépôts s'ajoute l'effet des fluctuations du niveau d'énergie, mis en relief par les différents cycles de chenalisation. On peut aussi mettre en évidence une interaction entre les deux systèmes d'alimentation.

La base de la sous-séquence IVb est définie par l'apparition d'un premier chenal défini par un remplissage chaotique de faible amplitude dont la forme externe est bien délimitée.

J'interprète cette formation de chenal comme le résultat d'une augmentation du niveau d'énergie. La fermeture brutale du chenal et son déplacement vers la gauche sont attribués à une diminution de l'énergie de dépôt qui permet, du fait d'une réduction de la capacité de transport, le dépôt d'UFS de levée sur la

droite. Inversement, en haut niveau d'énergie, les courants de turbidité, du fait de l'accélération complémentaire de Coriolis et de la courbure du chenal, sont déportés sur le flanc droit du chenal et provoquent un non-dépôt ou une érosion sur ce flanc, et des dépôts de débordement au-delà.

Au cours de la sous-séquence IVb, plusieurs cycles semblables sont reconnus, ils entraînent un déplacement des environnements de dépôt vers l'aval, plus rapide qu'au cours de la sous-séquence IVa.

D'Est en Ouest, la migration des chenaux revêt des caractères particuliers.

- En amont de la zone de confluence centrale, la migration, rapide au cours de la sous-séquence IVa, est ralentie. Cela tient au fait que la courbure du chenal du Cap-Ferret atteint un seuil critique. Ainsi, les dépôts de débordement s'accumulent-ils au-dessus du flanc droit, abrupt, du chenal.

- En aval de la zone de confluence centrale, l'augmentation des apports, au cours de la deuxième sous-séquence, par les systèmes de Cap-Ferret et Capbreton-Santander agissant dans la même direction, et la topographie très douce laissée au toit de la séquence IVa permettent un déplacement important du chenal qui vient se bloquer contre la montagne Aquitania.

- Dans la zone de confluence centrale, les migrations antagonistes du chenal du Cap-Ferret et de la branche est du chenal de Capbreton-Santander créent une topographie complexe (fig. 19, p. 70).

Sur le profil CF 125 (pl. 6) dans la dernière séquence de dépôt, se créent deux chenaux distincts du chenal de Capbreton-Santander :

- le chenal nord, au pied de la levée nord, présente une configuration semblable à celle des trois phases de chenalisation sous-jacentes, mais il se différencie par un déplacement vers le Nord qui s'accompagne d'une érosion de la levée ;

- le second chenal, plus au Sud, se situe dans le prolongement du plan général de migration du chenal du Cap-Ferret tel qu'il peut être défini plus en amont sur le profil CF 131.

On assiste donc, au début de la dernière unité de dépôt, à la division du chenal principal en deux axes de transport. Le chenal sud est actuellement dans le prolongement direct de celui du Cap-Ferret. Par contre, le chenal nord, peu marqué sur le profil CF 131, est isolé de ce dernier par des UFS de levées en ondes migrantes.

Ainsi, le chenal nord qui s'individualise progressivement, s'approfondit et érode la levée nord, n'est pas situé dans le prolongement direct du chenal Cap-Ferret ni de celui de Capbreton-Santander : il résulte donc de l'interférence

de ces deux systèmes d'alimentation. Pour qu'un tel système existe, il faut envisager des fluctuations dans l'importance relative de ces deux systèmes d'alimentation ; l'influence du système Capbreton-Santander serait ainsi prépondérante au cours de la dernière unité de dépôt.

Remarque :

L'individualité du chenal nord actuel est vérifiée par les données bathymétriques ; on peut s'interroger sur la possibilité d'une construction d'un tel chenal "sans tête" lors des phases de migration antérieures. Cette discontinuité longitudinale du réseau de drainage pourrait expliquer les difficultés rencontrées pour faire correspondre les différents paléochenaux de profil à profil.

2.4.3.4 - Evolution d'ensemble de la séquence IV sur le glacis.
.....

Un volume considérable de sédiments ayant pour origine principale le système Cap-Ferret se met en place sur le glacis pendant la séquence IV. L'édification de la levée nord s'effectue par progradation des dépôts d'Est en Ouest et par migration Nord-Sud des chenaux.

Au cours de la première sous-séquence, les dépôts s'effectuent préférentiellement au débouché du graben du Cap-Ferret. Le déplacement rapide du chenal du Cap-Ferret vers le Sud rejette la branche est du chenal de Capbreton-Santander vers l'Ouest.

Au cours de la deuxième sous-séquence où l'énergie de dépôt augmente, la migration du chenal du Cap-Ferret vers le Sud est ralentie. En amont, la courbure du chenal atteint un seuil critique et les dépôts de débordement s'accumulent sur une zone étroite. Dans la zone de confluence centrale, l'interaction des deux systèmes d'alimentation crée un chenal secondaire qui tend à éroder la levée nord. Au-delà, se redessine une migration en éventail qui se bloque au pied de la montagne Aquitania.

Le ralentissement de la migration en amont entraîne une progradation plus rapide des dépôts d'Est en Ouest car, l'amplitude des levées augmentant, les courants de turbidité sont de plus en plus canalisés et leur étalement s'effectue donc de plus en plus vers l'aval.

Dans le domaine sud, après une première phase de faible activité, on assiste au déplacement de la branche est du chenal de Capbreton-Santander vers le Nord et à une réactivation de la branche ouest. Sur le promontoire de Santander, les dépôts associés à cette deuxième phase ont un caractère moins drapant et présentent des traces d'érosion et de glissement.

Sur l'ensemble de la séquence IV, l'organisation des dépôts montre une élévation générale du niveau d'énergie avec plusieurs fluctuations importantes.

2.4.4 - Interprétation générale de la séquence IV (fig. 84d et e, p. 295).

Schématiquement, la séquence se caractérise par :

- une avancée importante du talus continental par progradation oblique,
- l'approfondissement du chenal du Cap-Ferret et l'édification de la banquette nord,
- la mise en place, sur le glacis, de la levée nord constituée d'un prisme sédimentaire progradant vers l'Ouest.

Ainsi, contrairement aux séquences antérieures, le graben du Cap-Ferret constitue une zone de transit sédimentaire important entre le talus et le glacis.

Deux types d'évolution peuvent être distingués : le premier résulte des processus de mise en place et se marque par une évolution continue, le second est la conséquence des variations du niveau moyen d'énergie et se marque par une évolution discontinue.

Evolution continue :

Elle me paraît étroitement liée à l'effet de l'accélération complémentaire de Coriolis qui entraîne un développement préférentiel des dépôts de débordement à droite des chenaux de transport qui migrent vers la gauche.

- Dans la dépression du Cap-Ferret, ce déplacement est entravé par la structure sud Cap-Ferret, aussi les dépôts s'accumulent-ils sur une verticale et les UFS de levée en monticules font-elles place à des UFS de banquette de débordement en feuillets.

- Au débouché de la dépression du Cap-Ferret, l'ennoyage de la structure sud Cap-Ferret permet un déplacement important des chenaux en début de séquence ; puis, la courbure du chenal s'accroissant, la migration est ralentie et les dépôts de débordement s'accumulent sous forme d'UFS proches d'une configuration en drapage de feuillets.

- Plus en aval, la diminution de l'importance des levées et l'influence du système Capbreton-Santander induisent, dans un premier temps, un étalement des dépôts par plusieurs chenaux ; par la suite, un chenal unique s'individualise et migre rapidement vers le Sud.

La forme de l'éventail actuel résulte donc principalement de l'édification d'épais dépôts de débordement en rive droite des chenaux.

Variations du niveau d'énergie :

Dans chaque domaine morphologique, les variations verticales de faciès sismique et de configuration des réflecteurs reflètent des variations du niveau d'énergie.

- Dans les dépôts qui forment le talus continental actuel, on reconnaît des stades marqués par une avancée rapide du talus, par l'absence de dépôt sur le plateau ("toplap" ou troncature) ou par l'érosion du talus, qui alternent avec des stades marqués par une faible avancée du talus, des dépôts sur le plateau ou le remplissage de chenaux. Ces différents stades sont respectivement l'indice d'une haute et basse énergie de dépôt et peuvent être reliés à des variations relatives du niveau marin. Un bas niveau marin provoque une alimentation terrigène importante dans le graben du Cap-Ferret par transit des matériaux sur le plateau ; un haut niveau marin provoque une diminution de l'alimentation par piégeage des sédiments sur le plateau et le talus.

- Dans le graben du Cap-Ferret, des cycles de chenalisation sont caractérisés, dans l'axe du chenal, par le passage progressif d'UFS de bonne continuité et de forte amplitude (équivalentes latéralement à des dépôts de levée en monticule), à des UFS chaotiques de faible amplitude qui tendent à envahir le chenal avant d'être brutalement recouvertes par des UFS de forte amplitude.

Dans le détail, la séquence IV comporte :

- . une première unité présentant des UFS en monticule développées,
- . deux cycles de chenalisation bien définis par la formation d'UFS chaotiques en remplissage,
- . une alternance plus rapide entre des UFS de forte et moindre amplitude.

Différents arguments ont été avancés pour interpréter en termes de niveau d'énergie ces différentes UFS et je pense que les UFS chaotiques en remplissage de chenal reflètent une énergie de dépôt maximale.

Ainsi, la séquence IV serait constituée, à sa base, de dépôts mis en place sous une assez faible énergie conduisant à la formation de levées sédimentaires à proximité de l'axe du chenal et développées surtout dans la partie inférieure de la dépression du Cap-Ferret.

L'apparition de la première UFS en remplissage chaotique de faible amplitude (base de la sous-séquence IVa) est alors attribuée à une augmentation du niveau d'énergie consécutive à une diminution relative du niveau marin. Celle-ci est suivie par une élévation rapide du niveau marin à l'origine de la mise en place de nouvelles UFS de levée. Après une baisse progressive, des fluctuations plus rapides interviennent au cours desquelles s'édifie la banquette nord.

- Ces fluctuations de niveau d'énergie s'observent aussi sur le glacis. Au cours de la première période, antérieure à l'apparition du premier chenal défini par un remplissage chaotique de faible amplitude, se met en place un assez grand volume de sédiments, sous forme de dépôts en monticule et dunes migrantes à proximité du débouché du graben du Cap-Ferret. Ces sédiments sont accumulés sur la droite du chenal du Cap-Ferret qui se déplace rapidement vers la gauche. L'importance de la migration, la diminution rapide vers l'Ouest du prisme sédimentaire formé par ces dépôts, et l'absence de levée bien développée associée à la branche est du chenal de Capbreton-Santander sont des indices d'une assez faible capacité de transport dans les chenaux.

Inversement, le ralentissement de la migration du chenal du Cap-Ferret vers le Sud, la migration vers le Nord de la branche est du chenal de Capbreton-Santander, la réactivation de la branche ouest et l'accélération de la progradation des dépôts vers l'Ouest témoignent d'une plus forte énergie de transport au cours de la deuxième période.

Ainsi, sur l'ensemble du secteur étudié, malgré des incertitudes de corrélation entre les différentes unités reconnues dans chaque domaine morphologique, la séquence IV peut être caractérisée par une première phase de faible énergie de dépôt relative, puis par une deuxième phase pendant laquelle des variations du niveau marin de plus en plus rapides entraînent une augmentation de l'énergie de dépôt.

Dans le sous-chapitre suivant, cette dernière interprétation et celles proposées pour les autres séquences sont confrontées aux données disponibles sur le Cénozoïque aquitain.

3 - INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE DES DONNEES SISMIQUES

L'objet de ce chapitre est de donner un cadre stratigraphique aux principales séquences de dépôt reconnues afin d'apprécier l'influence des modifications du cadre géologique sur la nature et la répartition des dépôts sur la marge continentale aquitaine.

En l'absence de forage profond, une datation des dépôts ne peut être proposée qu'en associant dans un schéma d'évolution logique les données relatives au Cénozoïque du bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne (cf. Annexe II) et les interprétations déduites des données sismiques.

J'exploiterai tout d'abord les données de forages d'exploration offshore du plateau continental et de ceux réalisés au cours du programme IPOD dans la partie externe du Golfe de Gascogne ; j'essayerai ensuite de reconnaître, dans les dépôts, la trace des principales phases tectoniques du Cénozoïque ; enfin, je tenterai de faire un parallèle entre les variations relatives du niveau marin et les modifications des configurations et des faciès sismiques.

3.1 - Exploitation des données de forages.

3.1.1 - Forages du plateau continental.

Les objectifs de ces forages d'exploration pétrolière étant le Mésozoïque, les informations concernant le Cénozoïque sont très fragmentaires.

Un âge probable est ainsi donné aux principales séquences sismiques individualisées sur l'actuel plateau continental (RAVENNE et al., 1983). Si l'on admet les relations proposées entre ces dernières et les séquences de remplissage du graben du Cap-Ferret, ces données de forage permettent d'attribuer un âge Miocène inférieur au toit de la séquence I et un âge Plio-Quaternaire à la séquence IV.

3.1.2 - Forages en milieu marin profond (IPOD).

Les forages IPOD réalisés dans le Golfe de Gascogne, forages 118 et 119 du Leg 12 (LAUGHTON et al., 1972), forages 400, 401 et 402 du Leg 48 (MONTADERT et al., 1979), sont situés assez loin de la zone d'étude et, sauf pour l'un d'entre eux (forage 118), sur des zones en relief au-dessus de la plaine abyssale. Ces données de forage ne sont donc pas directement applicables

à l'analyse des dépôts de l'éventail du Cap-Ferret. Cependant, d'une part, elles ont permis de définir une "stratigraphie acoustique" du Golfe de Gascogne que j'étendrai aux profils sismiques étudiés ; d'autre part, elles sont très utiles pour caractériser l'évolution générale de la sédimentation en milieu marin profond.

Stratigraphie acoustique du Golfe de Gascogne :

Elle est exposée plus en détail dans l'annexe II, j'en rappellerai ici les éléments essentiels.

La séquence 1 ou R de MONTADERT et al. (1971), à savoir la mégaséquence analysée dans ce chapitre, correspond aux dépôts postérieurs à une discordance majeure datée de l'Eocène moyen (fig. 3, annexe II). Sur cette discordance reposent directement des sédiments d'âge Oligocène (forage 400, 119) ou Miocène (forage 118). Le réflecteur Mid R qui divise la séquence 1 en deux unités d'égale épaisseur (1A et 1B) est défini au toit de réflecteurs de forte amplitude. Il est daté du Miocène supérieur (forage 118) ou reconnu au toit du Miocène moyen (forage 400).

L'unité inférieure 1B et l'unité supérieure 1A présentent chacune une partie inférieure où les réflecteurs ont une faible amplitude et une partie supérieure de plus forte amplitude.

D'après les données des forages 118 et 400, ces changements de caractère des réflexions sont respectivement rapprochés du passage Oligocène-Miocène et Pliocène inférieur-Pliocène supérieur.

Extension au domaine étudié :

Ces grandes subdivisions peuvent être étendues aux quatre séquences principales mais avec des limites imprécises.

Tout d'abord, le réflecteur Mid R, défini en tant que toit d'UFS de forte amplitude, serait compris dans la séquence III. Il est situé à proximité du forage 400 au toit d'une UFS d'amplitude moyenne (Miocène moyen) distincte d'une UFS de plus forte amplitude datée du Miocène inférieur.

On peut ainsi envisager que la limite entre les séquences II et III (G5) corresponde au toit du Miocène inférieur et que les horizons sus-jacents de forte amplitude (antérieurs à G6) soient d'âge Miocène moyen. Cette interprétation a l'avantage de faire un parallèle entre les hiatus de sédimentation, observés entre Miocène inférieur et moyen (forages 118, 400), et la surface de discordance G5. Elle débouche, par contre, sur une contradiction entre le fait que le Miocène moyen est une période de sédimentation calme de type pélagique

(AUFFRET et PASTOURET, 1979 ; DUCASSE et PEYPOUQUET, 1979) et l'interprétation selon laquelle la base de la séquence III correspondrait à une recrudescence de l'activité des courants de turbidité.

La séquence II doit plutôt être rattachée au Miocène moyen :

- d'une part, ses principaux caractères sismiques ont été associés à une phase de sédimentation calme ; sur les sites de forage, le taux de sédimentation du Miocène moyen est relativement fort mais une dissolution importante aurait entraîné l'amincissement notable de cette séquence vers la plaine abyssale où des turbidites de sédiments bioclastiques (forage 118) renforcent l'amplitude des réflexions.

- d'autre part, le net refroidissement des eaux, perçu vers le sommet du Miocène moyen (LETOLLE et al., 1979 ; VERGNAUD-GRAZZINI, 1979), est mis en rapport avec la recrudescence de l'activité des courants de turbidité, visible à la base de la séquence III.

J'admettrai donc en première approximation que l'unité de base de la séquence III, comprise entre G5 et G6, forme le toit du Miocène moyen.

Entre les séquences I et II intervient un renforcement de l'amplitude des réflexions que je mets en parallèle avec celui noté à proximité des forages au passage Oligocène-Miocène.

Des événements importants marquent cette période :

- une recrudescence de la circulation océanique entraînant une augmentation du taux de sédimentation à l'Oligocène supérieur,
- un hiatus de sédimentation au toit du Miocène inférieur, bien que l'évolution lithologique des dépôts soit progressive.

Le passage Oligocène moyen-Oligocène supérieur est assimilé à la limite G2 (entre les sous-séquences Ia et Ib) qui se définit par l'établissement d'un système de chenaux. Quant à la base du Miocène inférieur, elle peut être reconnue dans les limites G3 ou G4. Cette dernière étant la plus nette et pour tenir compte de l'épaisseur relative des séquences par rapport aux taux de sédimentation dans les sites de forage, on est amené à faire correspondre la base de la séquence II (G4) à celle du Miocène moyen.

Ainsi, le Miocène inférieur, compris dans la séquence I, constituerait un terme de passage entre les dépôts de l'Oligocène supérieur, caractérisés par une faible amplitude des réflexions, et ceux du Miocène moyen exprimés par une forte amplitude des réflexions. Ce passage se manifeste par une diminution de l'activité des courants et de la fraction détritique quartzeuse, ainsi que par une augmentation de la teneur en carbonates.

Cette interprétation est en accord avec le fait que, sur le plateau continental, la séquence I comprend des dépôts du Miocène inférieur à son sommet.

Dans le forage 400, l'unité supérieure 1A présente un changement important à la base du Pliocène supérieur, marqué par une baisse des carbonates et un accroissement du matériel détritique quartzeux. Sur section sismique (fig. 3, annexe II), une UFS homogène de faible amplitude (Miocène supérieur et Pliocène inférieur) s'oppose à une UFS de forte amplitude (Pliocène supérieur et Quaternaire) qui se développe au pied de l'escarpement de Trevelyan, en remplissage en "onlap". Ces deux unités pourraient être assimilées respectivement aux séquences III et IV, leur limite G8 étant le toit du Pliocène inférieur.

Toutefois, cette hypothèse implique que le taux de sédimentation du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur (tableau 2 ci-après) ne dépasse pas 3 cm/1000 ans au débouché du graben du Cap-Ferret.

AGE 10 ⁶ ans		I P O D			SOLUTION RETENUE	
		118	119	400		
PLEISTOCENE	0,5	12,5	3,7	5,4	12 à 34	7 à 20
	1,5					
	1,8					
PLIOCENE	2,8	5	3,8	3	G8	20
	5					
MIOCENE SUP.	10	(1,2)	0,8	1,8	1,5 à 3	2,5 à 5

(1)

(2)

(3)

Tabl. 2 - Comparaison entre les taux de sédimentation (cm/1000 ans) observés dans les forages IPOD (1) et ceux déduits des différentes hypothèses d'attribution stratigraphique du toit de la séquence III (2) et des réflecteurs G9 et G10 (3).

Ce taux est trop faible, d'une part, par rapport au taux de 1,8 cm/1000 ans sur l'escarpement de Trevelyan, d'autre part, par rapport au taux de l'ensemble de la séquence IV, taux qui serait alors compris entre 12 et 34 cm/1000 ans. En effet, sur l'ensemble des forages, les taux de sédimentation du Pliocène sont toujours nettement supérieurs à ceux du Miocène supérieur et légèrement inférieurs à ceux du Pléistocène sauf dans le forage 118 où ils sont deux fois moindres.

La base du Pliocène supérieur, de ce fait, se situe plutôt dans la séquence IV. Elle pourrait correspondre au réflecteur G9, caractérisé par l'installation du système de chenaux Cap-Ferret, ou à G10, début de l'accentuation de l'activité de ces chenaux.

Au contraire, le réflecteur G8 marquerait le toit du Miocène supérieur auquel est associé un hiatus de sédimentation dans le forage 400. La séquence IV serait alors d'âge Plio-Quaternaire.

Pour conclure, l'extrapolation des données des forages IPOD permet, en première approximation, d'attribuer un âge :

- Eocène supérieur-Oligocène moyen à la sous-séquence Ia
- Oligocène supérieur-Miocène inférieur à la sous-séquence Ib
- Miocène moyen à la séquence II
- Miocène supérieur à la séquence III
- Pliocène-Pléistocène à la séquence IV.

3.2 - Les phases de structuration du Cénozoïque.

Le Cénozoïque aquitain comporte trois phases tectoniques principales au cours de l'orogénèse pyrénéenne (cf. annexe II).

Les auteurs (MONTADERT et al., 1971 ; BOILLOT et al., 1971, 1973 ; DEREGNAUCOURT, 1981) s'accordent pour reconnaître, dans le milieu marin profond, la phase tectonique de l'Eocène moyen à la base de la mégaséquence de remplissage 1 (cf. fig. 82, p. 286). A cette phase tectonique (phase 1, BOILLOT, 1973) est liée, en particulier, la mise en place d'un "prisme d'accrétion" dont le front, visible sous la zone de confluence centrale (pl. 6), se poursuit dans la structure sud Cap-Ferret. Les réflecteurs P2, C1 et G1 marqueraient cette surface de discordance majeure.

La deuxième pulsion orogénique, d'âge Oligocène (phase 2), est plus difficile à mettre en évidence sur l'ensemble des sections sismiques. Sur la bordure sud du Golfe de Gascogne (BOILLOT et al., 1973 ; DEREGNAUCOURT, 1981 ;

BOILLOT et DEREGNAUCOURT, 1982) déterminent une phase de mouvements verticaux, Eocène supérieur-Oligocène inférieur, suivie d'une phase de compression post-stampienne anté-aquitaine donnant naissance à la morphologie de la marge continentale nord-ibérique.

En accord avec ces données, la trace de la phase de distension peut être vue dans la zone centrale du glacis où s'individualise un bassin à pendage sud pendant la sous-séquence Ia. Par contre, elle n'est pas perçue dans le graben du Cap-Ferret ; à la base de la sous-séquence Ib (P3, C2, G2), on observe une discordance, due à la déformation des terrains antérieurs, localement suivie d'érosion, mais cela est plutôt associé à la phase de serrage de l'Oligocène supérieur.

A la phase tectonique du Miocène moyen (phase 3) sont attribuées des fracturations nord-sud de décrochement qui contrôlent la morphologie des dépressions de Santander et Torrelavega (DEREGNAUCOURT, 1981).

Sur l'ensemble des profils étudiés, on ne note aucune trace évidente de compression. Les phénomènes structuraux sont surtout liés à des processus d'enfoncement différentiel entre les zones dépressionnaires (graben du Cap-Ferret, glacis) et les reliefs. Ils se marquent par des accidents qui remobilisent des structures anciennes et qui apparaissent comme des failles syn-sédimentaires ne pouvant donner lieu à des corrélations stratigraphiques.

Toutefois, le passage entre les séquences II et III correspond assez nettement à la fin d'une période de subsidence préférentielle de la zone de confluence centrale et à un rejeu important des accidents qui bordent le plateau marginal landais. L'attribution de cette limite au toit du Miocène moyen qui comprend la troisième phase de structuration est, en ce sens, logique.

Pour conclure, il semble bien que la reconnaissance des principaux événements d'ordre tectonique de l'Eocène moyen, de l'Oligocène supérieur, et du Miocène moyen dans la mégaséquence étudiée confirme les corrélations stratigraphiques proposées pour les différentes séquences à partir des forages IPOD.

3.3 - Les variations relatives du niveau marin.

L'épaisseur de la tranche d'eau sur le plateau continental est un des principaux facteurs qui conditionnent l'alimentation des marges continentales. Il convient donc d'établir un parallèle entre les variations relatives du niveau marin, intervenues au cours du Cénozoïque, et les caractéristiques

des séquences de dépôt. Il importe de voir, en particulier, si une forte alimentation terrigène du glacis, conduisant à l'édification d'appareils turbiditiques, est liée à un bas niveau marin, et inversement.

D'après les interprétations proposées en termes de niveau d'énergie des principales séquences de dépôt, il est nécessaire, si l'on accepte ces relations, d'associer :

- la sous-séquence Ia à un haut niveau marin relatif,
- la sous-séquence Ib à une baisse suivie d'une élévation du niveau marin,
- la séquence II à un haut niveau,
- la séquence III à une baisse progressive,
- la séquence IV à une élévation suivie de fluctuations rapides.

3.3.1 - Application du modèle de VAIL et al. (1977).

Pour vérifier ces correspondances, on dispose des données concernant le Cénozoïque aquitain et des éléments de corrélations stratigraphiques déjà proposés. Toutefois, des phénomènes régionaux, tels l'orogénèse pyrénéenne ou le volume des apports terrigènes, modifient la perception des variations du niveau marin par l'analyse des cycles de transgression et régression de la ligne de rivage.

Aussi, dans un premier temps, je comparerai ces cycles dans le bassin d'Aquitaine à la courbe de variations relatives du niveau marin établie par VAIL et al. (1977) pour l'océan mondial au Cénozoïque (fig. 82). En effet, si la validité de cette courbe peut être établie, elle permettra de mieux étudier les relations entre les variations de faciès sismique des dépôts marins profonds et les principales fluctuations du niveau marin.

3.3.1.1 - Application du modèle de VAIL et al. au Cénozoïque aquitain.

Pour l'Eocène (KLINGEBIEL, 1967), l'Oligocène (GAYET, 1980) (cf. annexe II), une bonne corrélation existe entre les cycles transgressifs et régressifs dans le bassin d'Aquitaine, et les variations relatives du niveau marin sur la courbe de VAIL et al.. En particulier, on remarque l'importance de la régression de l'Oligocène supérieur par rapport à celle de l'Eocène.

A partir du Miocène, la correspondance est moins nette.

La transgression du Miocène moyen ne s'est pas avancée beaucoup plus loin que celle du Miocène inférieur alors que l'élévation relative du niveau marin est nettement plus importante. Ce décalage peut s'expliquer ici

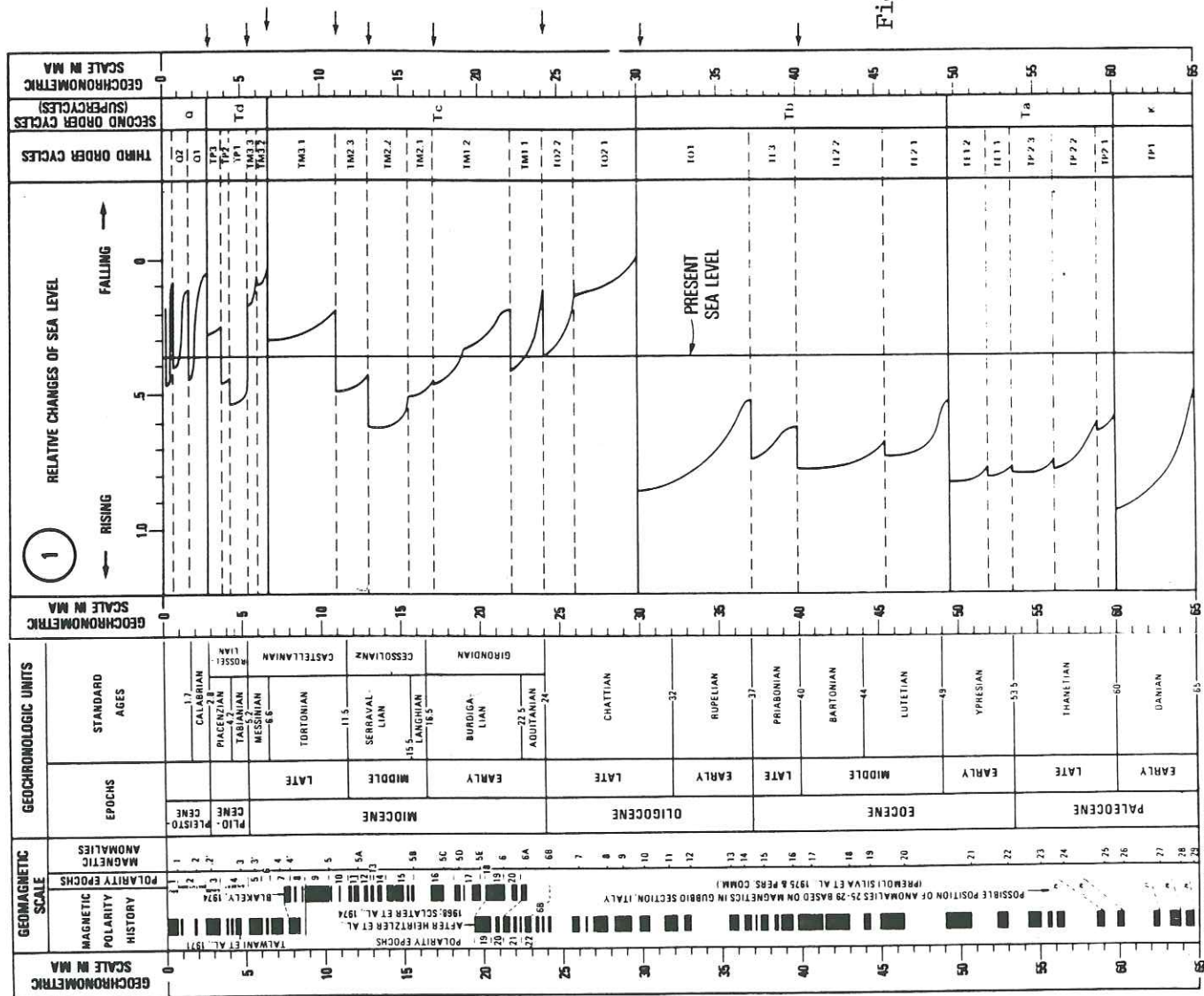


Fig. 82 - Proposition d'attribution stratigraphique des séquences de dépôt.

- (1) Variations relatives du niveau marin au Cénozoïque (VAIL et al., 1977).
- (2) Principales séquences de dépôt.
- (3) Limites des séquences au niveau du glaci.
- (4) Corrélation stratigraphiques d'après MONTADERT et al., 1971 ; MONTADERT et ROBERTS, 1979.
- (5) Discordances majeures d'après BOILLLOT et al., 1973 et DEREGNAUCOURT, 1981.

par l'effet d'une déformation structurale, entraînant l'élévation du Nord du bassin d'Aquitaine et limitant l'extension de la transgression.

De même, si la régression générale du Miocène supérieur est très nette en Aquitaine, la phase de transgression à la base du Pliocène n'est pas reconnue (LEGIGAN, 1979). En effet, les dépôts marins attribués au Pliocène se présentent sous un faciès très proche de ceux du Miocène supérieur. Doit-on, dans ce cas, nier l'existence d'une phase d'élévation du niveau marin entre la régression du Messinien et le début du Pliocène ? On observe cependant un faible recul du trait de côte au cours du Pliocène par rapport au Miocène. On peut donc y voir l'effet d'une élévation du niveau marin limitant l'avancée des atterrissements détritiques. De plus, les dépôts continentaux du Pliocène diffèrent notablement de ceux du Pléistocène.

Il semble donc très probable que le Pliocène comporte une phase de haut niveau marin relatif s'opposant aux phases de bas niveau du Miocène terminal ou du Pléistocène marqué par plusieurs variations glacio-eustatiques.

En conclusion, la courbe de variations relatives du niveau marin établie par VAIL et al. peut, dans ses grandes lignes, être appliquée aux formations cénozoïques de la marge aquitaine. Les distorsions qui apparaissent dans l'importance relative des variations seraient liées à des phénomènes régionaux et, en particulier, à l'influence grandissante des atterrissements terrigènes. Par contre, dans le milieu marin profond, ces distorsions sont susceptibles d'être atténuées.

3.3.1.2 - Application du modèle de VAIL et al. aux données sismiques.

Il convient maintenant de voir si les interprétations des données sismiques en termes de variation de l'énergie de dépôt s'intègrent dans ce schéma d'évolution du niveau marin.

Séquence I :

Après la phase tectonique de l'Eocène moyen qui se traduit par une discordance à la base de la mégaséquence, le premier événement notable est une baisse brutale du niveau marin à l'Oligocène supérieur (fig. 82).

L'attribution de la séquence Ia à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène inférieur et moyen, et le fait qu'elle est peu épaisse et faiblement chenalisée, concordent avec une phase de haut niveau marin relatif qui limiterait l'alimentation du milieu marin profond par les produits d'érosion de la chaîne pyrénéenne. Par contre, l'effet cumulé d'une nouvelle poussée orogénique, du

comblement du sillon sous-pyrénéen et de la chute du niveau marin, à l'Oligocène supérieur, se marquerait dans la séquence Ib par l'apparition de chenaux et de levées sédimentaires axés sur le système Cap-Ferret, indices d'une alimentation terrigène beaucoup plus importante.

Séquence II :

Localement, la base de la séquence II est soulignée par un brusque changement du caractère des réflexions ou par une surface de discordance (zone sud du glacis, plateau marginal landais), mais très fréquemment, le passage est progressif par augmentation d'amplitude des réflexions. Le système de chenaux qui caractérise la séquence Ib est abandonné avant la mise en place d'un nouveau système à la base de la séquence III.

Cette évolution a été décrite comme le résultat d'une diminution des apports terrigènes à la suite d'une élévation du niveau marin (progradation sigmoïde sur le plateau continental aquitain). La séquence III, au contraire, a été interprétée comme ayant été mise en place sous une énergie de dépôt croissante (passage d'une progradation sigmoïde à une progradation oblique).

Sur la courbe de VAIL et al., l'élévation relative du niveau marin à partir de l'Oligocène supérieur culmine au Miocène moyen, elle est suivie par une baisse maximale à la fin du Miocène supérieur.

Ces observations sont concordantes : la séquence II (attribuée au Miocène moyen) est associée à une phase de haut niveau marin relatif, la séquence III (attribuée au Miocène supérieur) à une baisse.

Ce schéma peut-il être affiné en donnant un âge plus précis aux réflecteurs G4 et G5 qui limitent la séquence II ?

Les limites de la séquence II correspondent à des discordances angulaires, mais le caractère des réflexions au toit de la séquence I et à la base de la séquence III est très comparable à celui de la séquence II. Dans le bassin d'Aquitaine, une phase de structuration intervient entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen ; elle est marquée par une accentuation de la pente du plateau continental, ce qui diminue l'ampleur de la transgression au Miocène supérieur. Dans les forages off-shore, quand les dépôts du Miocène inférieur sont reconnus (ALVINERIE et al., 1974), ils ont plus d'analogies avec ceux de l'Oligocène supérieur qu'avec ceux du Miocène moyen, ces derniers étant nettement moins grossiers que ceux du Miocène supérieur. Enfin, les forages IPOD mettent en relief des hiatus de sédimentation dans la partie supérieure ou au toit du Miocène inférieur, ainsi qu'un net refroidissement des eaux avant la fin du Miocène moyen et au début du Miocène supérieur.

L'ensemble de ces observations permet de proposer une équivalence entre la base de la séquence II (G4) et celle du Miocène, ainsi qu'entre son sommet (G5) et l'élévation maximale du niveau marin au cours du Miocène moyen.

La limite G6, comprise dans la séquence III, indiquerait le début du Miocène supérieur où une nouvelle baisse du niveau marin libère une plus forte proportion d'éléments détritiques.

Séquence III - Séquence IV :

Dans le graben du Cap-Ferret, la séquence III se définit par un envahissement du chenal Cap-Ferret par des UFS chaotiques de faible amplitude, brutalement recouvertes au début de la séquence IV par des UFS de meilleure continuité et de plus forte amplitude. Cette évolution est interprétée comme un accroissement du niveau d'énergie, suivi d'une baisse brutale. Il est donc logique, d'après les corrélations déjà établies, d'attribuer le changement, observé à la base de la séquence IV, à l'élévation du niveau marin qui fait suite au bas niveau du Miocène supérieur (séquence III).

Cette élévation au début du Pliocène sera suivie de plusieurs fluctuations conséquentes du niveau marin qui vont marquer la séquence IV (ces fluctuations sont analysées dans le chapitre suivant).

Pour conclure, retenons que l'application du modèle de VAIL et al. permet de conforter les propositions d'attribution stratigraphique déjà formulées pour les principales séquences de dépôt et donc de valider l'interprétation proposée en termes de variation des apports terrigènes sous l'influence de variations du niveau marin.

3.3.2 - Variations glacio-eustatiques plio-quaternaires.

La dernière séquence (IV) plio-quaternaire se caractérise par des apports sédimentaires importants (édification de l'éventail du Cap-Ferret) et la présence de plusieurs cycles de chenalisation en relation avec les fluctuations glacio-eustatiques du niveau marin. Dans cette séquence, on distingue une unité inférieure sans chenaux très marqués et une unité supérieure comportant quatre cycles de chenalisation.

Peut-on apporter plus de précision dans la datation et la définition de ces différentes unités ?

Les données régionales concernant l'impact des changements climatiques sur les dépôts sont assez fragmentaires, en particulier pour le Pliocène et le Pléistocène inférieur. Ajoutons à cela les difficultés à reconnaître sur l'ensemble de la marge les limites des différentes unités.

Cependant, plusieurs observations permettent de préciser l'interprétation de cette séquence. Différents travaux (BERGGREN, 1972 ; DUPLESSY, 1978) montrent un net refroidissement climatique vers la fin du Pliocène (2,5 à 3 10^6 ans). Ce refroidissement se fait sentir dans le milieu marin profond (forage IPOD 400) mais il est faiblement perçu dans le bassin d'Aquitaine. La première manifestation climatique froide est plutôt ressentie dans le Pléistocène inférieur (GUNZ) ; elle se manifeste surtout par la formation des premières terrasses alluviales de la Garonne (FABRE, 1938 ; CASTAING, 1970), de l'Adour et du Gave de Pau (THIBAULT, 1970), indice d'une baisse du niveau marin. Ce premier maximum glaciaire du Pléistocène inférieur est daté d'environ 1.5 10^6 ans.

D'après ces données, on peut proposer un âge de 2,5 à 3 10^6 ans pour le réflecteur G9, au sommet d'une unité assez homogène et à la base d'une phase de chenalisation peu marquée, et un âge de 1.5 10^6 ans, correspondant au premier stade glaciaire franc, pour le réflecteur G10 à partir duquel se développent des chenaux bien individualisés.

Cette hypothèse de corrélation est vérifiée, dans une certaine mesure, par l'analyse des taux de sédimentation (tabl. 2, p. 272). Ceux-ci augmenteraient faiblement à la fin du Pliocène, puis fortement dans le Pléistocène. Un taux maximal d'environ 40 cm/1000 ans doit être envisagé pour cette dernière période. Un tel taux, nettement supérieur au taux moyen observé en surface (10 à 20 cm/1000 ans), est explicable par le fait que le niveau marin a pu être plus bas au cours des stades glaciaires du Mindel ou du Riss qu'au cours du Würm. Cela semble attesté par l'étude des courbes isotopiques (fig. 83) ou par l'observation de troncatures d'érosion sur le plateau continental à la limite du talus (pl. 2). De plus, la défluviatation de la Garonne vers le Nord est un phénomène récent (Mindel-Riss, LEGIGAN, 1979) ; antérieurement, le réseau hydrographique (fig. 2, annexe II) convergeait vers la tête du canyon du Cap-Ferret et participait ainsi activement à son alimentation.

Dans le tableau 2, deux autres hypothèses de datation sont proposées.

- Donner un âge de 2.8 10^6 ans au réflecteur G10 implique un taux de sédimentation minimum de 3,5 cm/1000 ans (sur l'arrière de la levée nord), taux inférieur au plus faible taux moyen observé superficiellement (7 cm/1000 ans sur la montagne Aquitaine) ou égal à celui des dépôts pélagiques de la montagne Cantabria. Cette hypothèse est donc rejetée.

- Rajeunir G10 et l'attribuer au maximum glaciaire du Pléistocène supérieur (vers 0,5 10^6 ans) entraîne, par contre, un trop fort taux de sédimentation dans le Pléistocène supérieur par rapport au Pléistocène inférieur.

En conséquence, j'admettrai que le passage Pliocène-Pléistocène (1.8 10^6 ans) correspond approximativement à la limite entre les deux principales sous-séquences reconnues dans la séquence IV.

Ainsi, la création de chenaux très marqués et l'accélération de la progradation de la levée nord de l'éventail du Cap-Ferret vers l'Ouest sont mises en rapport avec une augmentation des apports terrigènes sous l'influence des fluctuations du niveau marin.

Pour apporter plus de précisions dans la datation et l'interprétation des différents cycles de chenalisation observés dans cette séquence supérieure, il faudrait disposer de plus amples informations sur la chronologie et l'ampleur des variations climatiques, en particulier de sondages carottés recoupant ces dépôts. Néanmoins, il est possible d'utiliser les courbes isotopiques de l'oxygène, telle celle donnée par BERGGREN et al. (1980) (fig. 83), dans la mesure où l'on admet qu'elles représentent des variations glacio-eustatiques (formation des calottes glaciaires) à l'échelle de l'océan mondial.

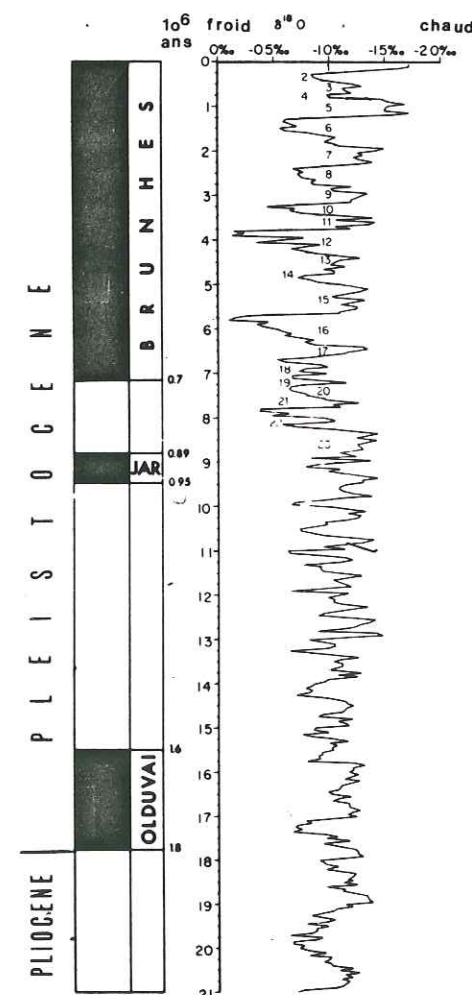


Fig. 83 - Courbe isotopique du $\delta^{18}O$ au Pliocène supérieur et Pléistocène (in BERGGREN et al., 1980).

J'établis un parallèle entre les fluctuations importantes, sur de courtes périodes, du niveau marin depuis $0,8 \cdot 10^6$ ans et les unités de la sous-séquence IVb (au-dessus des réflecteurs G13 ou C10). Elle se définissent, en effet, par des variations verticales rapides du faciès sismique et, dans le graben du Cap-Ferret, par des dépôts d'axes de chenaux très réduits par rapport à ceux de débordement ; inversement, dans la séquence IVa et à la base de la séquence IVb, les fluctuations sont apparemment plus longues. Aucun argument ne permet de proposer de correspondance plus précise, aussi ne peut-on mettre en relation un niveau marin donné et une des différentes UFS de chenal reconnues. Leur interprétation en termes de niveau d'énergie (cf. p. 241) ne peut donc être confirmée. Toutefois, attribuer aux UFS en monticule d'assez forte amplitude une énergie de dépôt plus faible qu'aux UFS en remplissage chaotique semble bien s'intégrer dans l'évolution générale des dépôts dans le cadre stratigraphique proposé.

4 - LES MODALITES D'EDIFICATION DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET

Les différentes interprétations exposées dans les chapitres précédents sont ici brièvement résumées sous la forme d'une reconstitution des principales étapes de l'édification de l'éventail du Cap-Ferret.

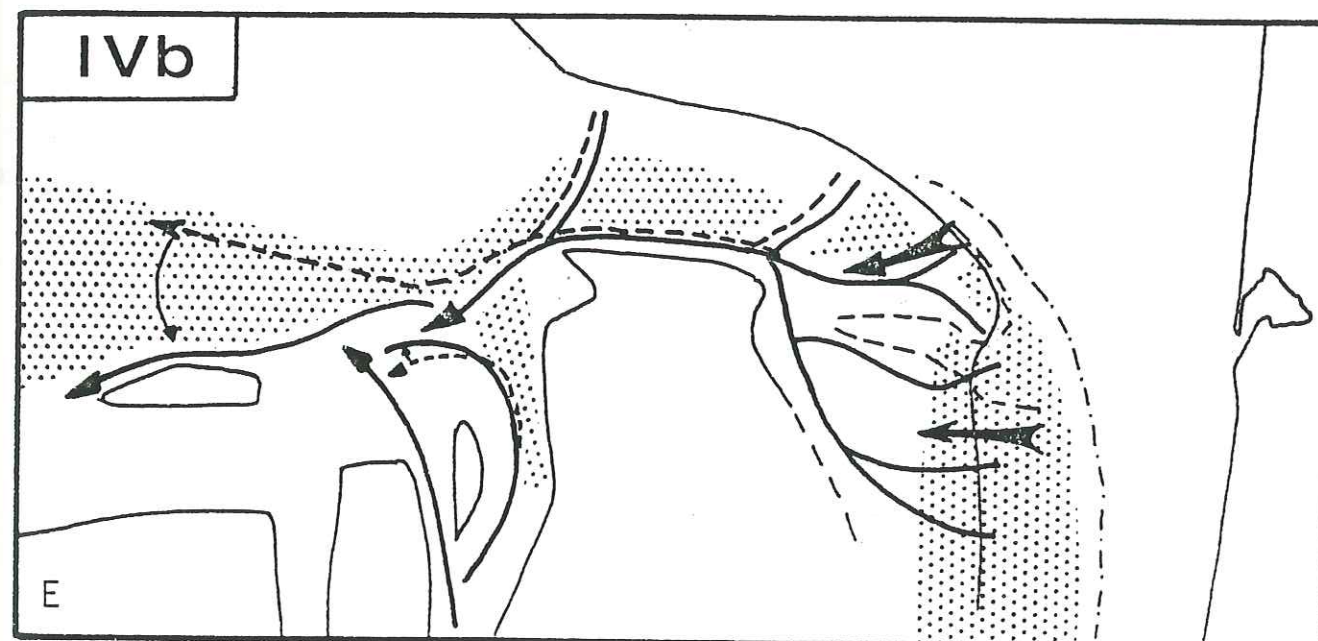
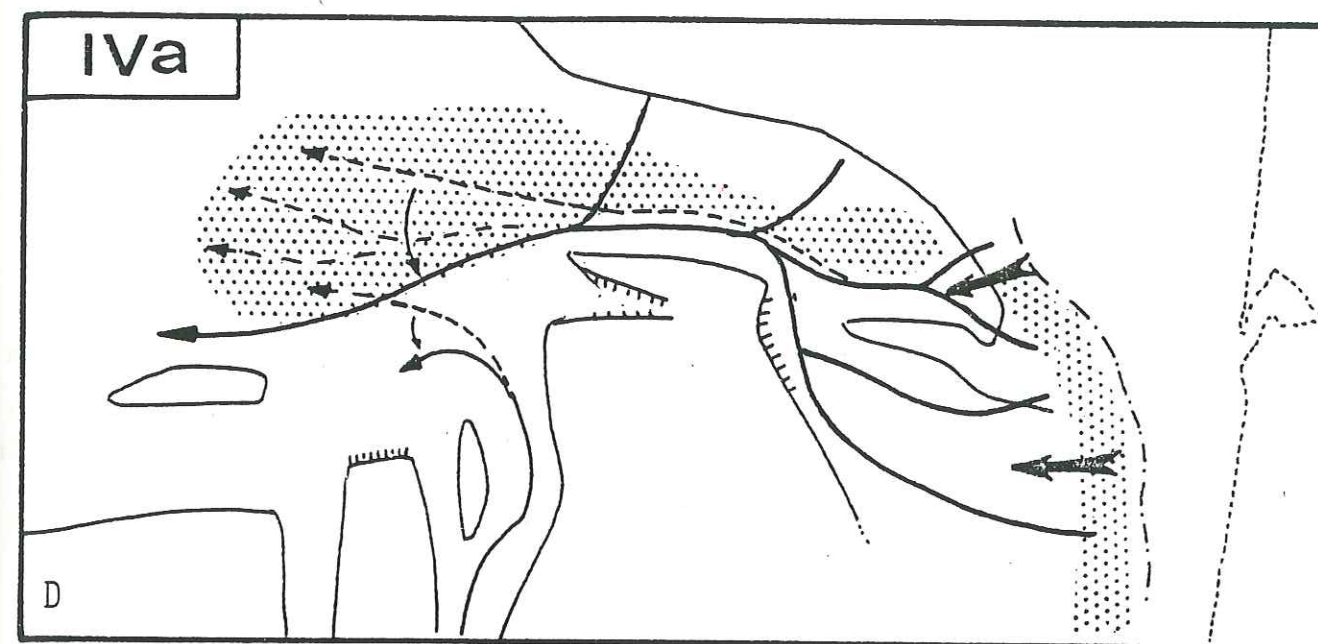
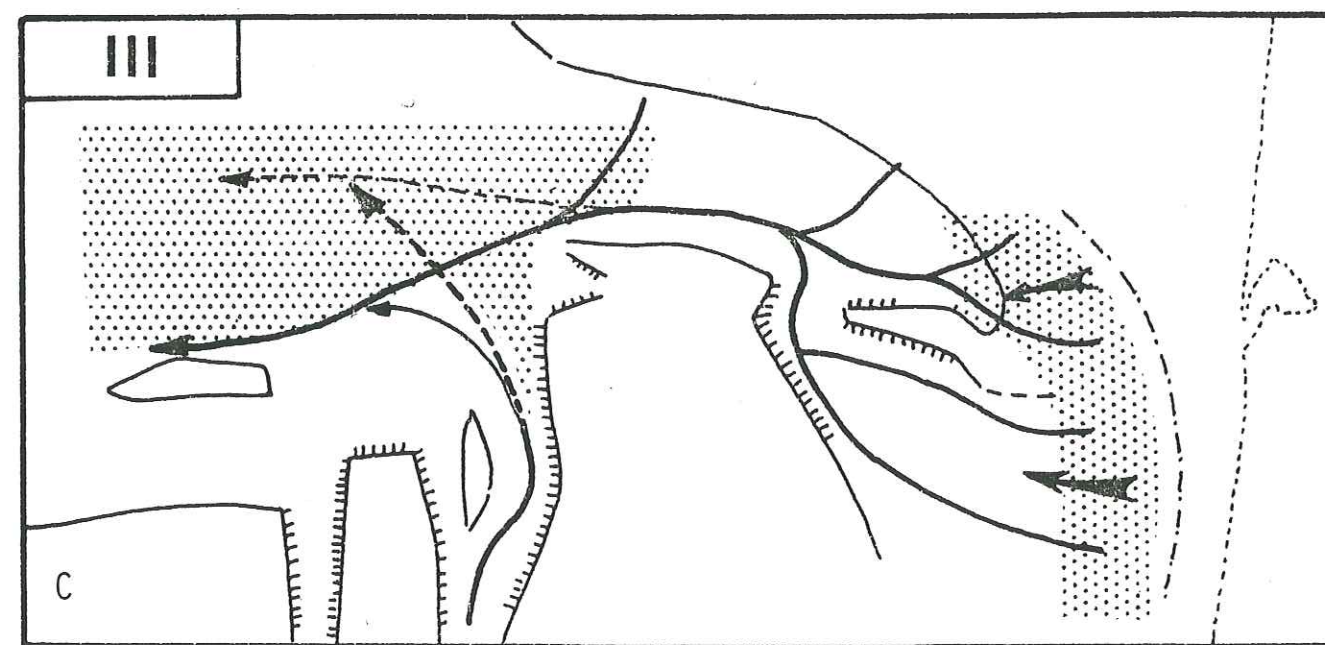
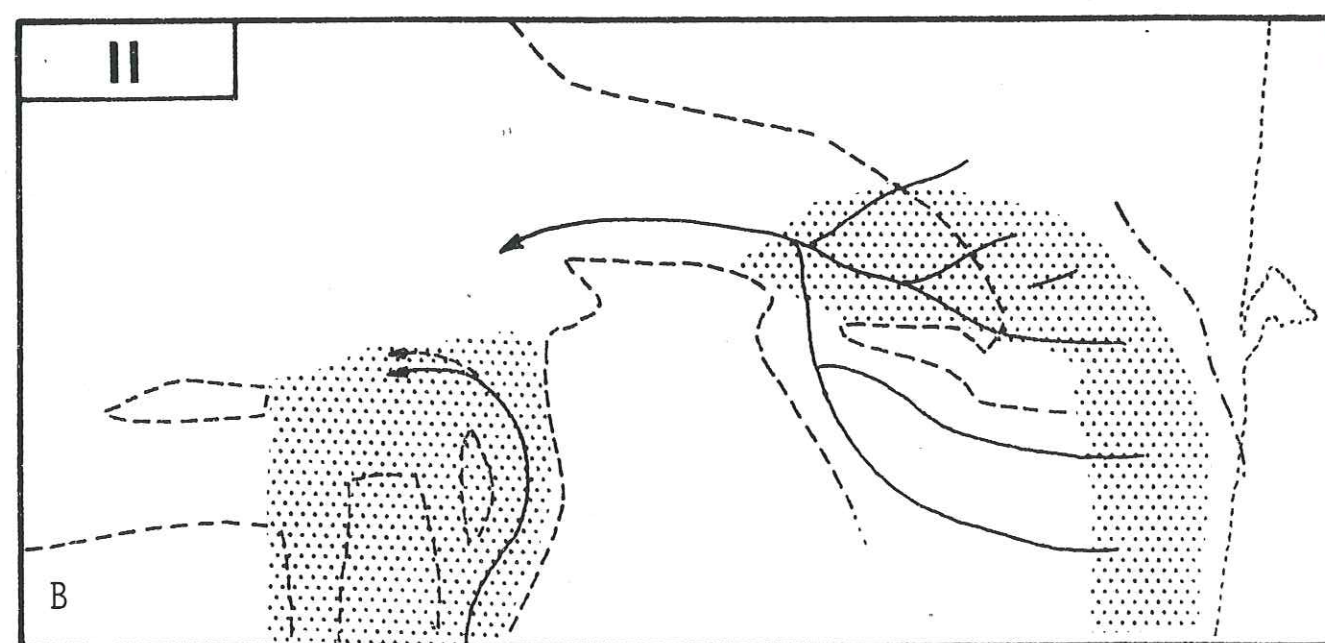
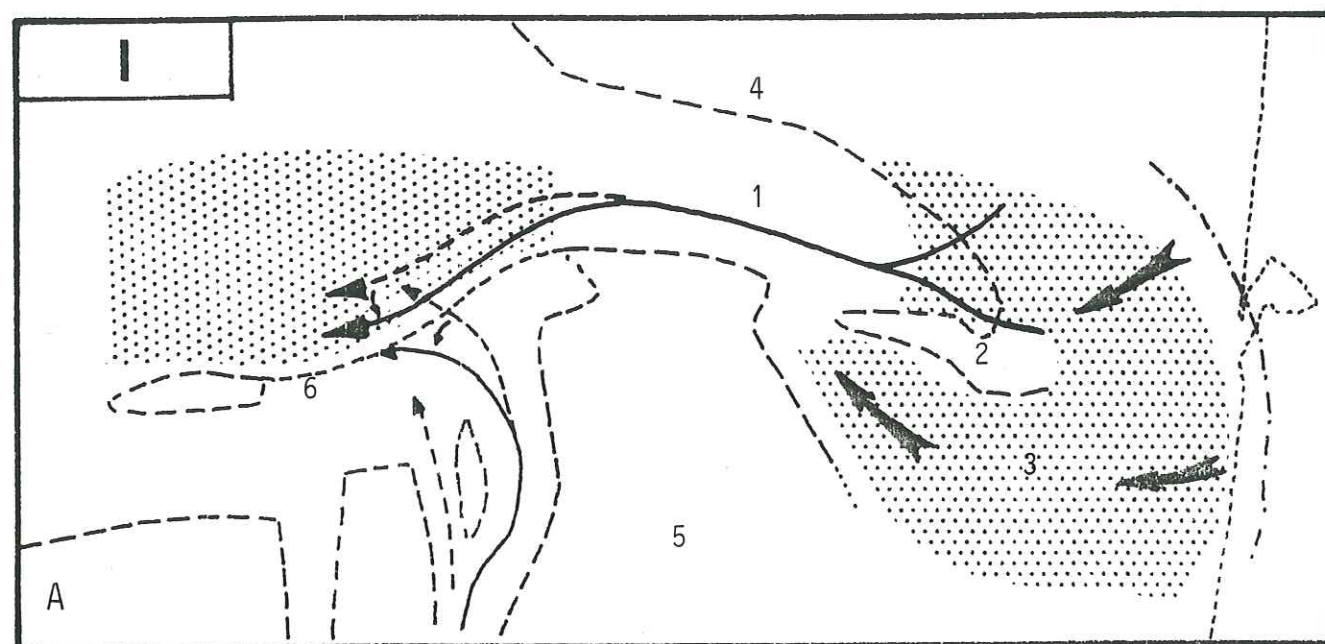
Cet appareil, défini en tant que corps sédimentaire en relief, visible dans le modelé actuel du glacis continental, s'est mis en place récemment au cours du Plio-Quaternaire. Cependant, cette édification résulte d'une évolution beaucoup plus longue de la marge continentale aquitaine. Elle se caractérise, en tête du graben du Cap-Ferret, par une progradation du talus continental à partir de l'Oligocène supérieur. Dans un premier temps, la progradation s'effectue vers le Sud-Ouest, la tête du graben du Cap-Ferret est alors relativement isolée des apports terrigènes et les dépôts s'effectuent essentiellement dans la dépression qui prolonge, sous le plateau continental actuel, le bassin de Parentis. Dans un deuxième temps, le talus continental s'avance rapidement vers l'Ouest et, en tête du graben du Cap-Ferret, une alimentation terrigène importante entraîne la formation de dépôts sans cesse remobilisés sous l'action de la gravité. Cette augmentation des apports terrigènes en amont du système Cap-Ferret induit un déplacement de la zone d'accumulation sédimentaire vers le glacis.

L'évolution de la marge ne s'effectue pas toutefois de façon continue. En effet, sous l'influence primordiale des fluctuations du niveau marin, d'importantes variations interviennent dans le volume, l'origine et la répartition des sédiments terrigènes.


Cinq phases principales sont ainsi distinguées (fig. 84).


Eocène supérieur - Oligocène moyen (sous-séquence Ia) :

Les dépôts attribués à cette période correspondent à une première phase de sédimentation qui recouvre partiellement les terrains affectés par la phase tectonique majeure de l'Eocène moyen. Sur la marge aquitaine, isolée des apports pyrénéens par le sillon sous-pyrénéen, l'alimentation terrigène est faible. Les sédiments s'accumulent principalement dans la dépression subsidente qui prolonge le bassin de Parentis. Sur le plateau marginal landais et dans le graben du Cap-Ferret, les dépôts sont très réduits. Sur le glacis, ils s'effectuent surtout dans la zone dépressionnaire laissée au Nord du front du



 Migration latérale
des chenaux dans
la séquence de dépôt.

 Position de la
rupture de pente
en début de séquence.

 Zone de dépôt
préférentiel.

1 : Graben du Cap-Ferret - 2 : Zone haute de Frégate - 3 : Prolongement du bassin de Parentis - 4 : Pente continentale armoricaine - 5 : Plateau marginal landais - 6 : Front de prisme d'accrétion Eocène moyen.

Fig. 84 - Schématisation des étapes de l'édification de l'éventail du Cap-Ferret.

du prisme d'accrétion. Il doit s'agir de turbidites distales distribuées à partir du système Capbreton-Santander qui fait suite au sillon sous-pyrénéen.

Oligocène supérieur - Miocène inférieur (sous-séquence Ib) :

A l'Oligocène supérieur, l'effet cumulé d'une nouvelle poussée orogénique et d'une baisse importante du niveau marin induit une forte augmentation du volume des apports terrigènes. Le sillon sous-pyrénéen étant fermé ou comblé, les atterrissements détritiques issus des Pyrénées atteignent le centre du bassin d'Aquitaine ; le talus commence alors à s'avancer vers l'Ouest. Le prolongement de la dépression de Parentis constitue encore à cette époque une zone de dépôt préférentiel. Mais le volume des apports par suspensions hémipélagiques et courants de turbidité de faible densité est suffisant pour entraîner une sédimentation conséquente sur le plateau marginal landais, ainsi que l'individualisation du paléochenal du Cap-Ferret qui se forme par l'édification de banquettes de débordement. Sur le glacis, le système d'alimentation Cap-Ferret prend le pas sur le système Capbreton-Santander. En effet, le chenal du Cap-Ferret se prolonge par un chenal est-ouest qui, en se déplaçant vers le Sud, laisse à sa droite un système de levées sédimentaires.

Miocène moyen (séquence II) :

L'élévation du niveau marin, maximale au Miocène moyen, favorise la diminution des apports terrigènes par courants de turbidité dans le milieu marin profond. Le plateau continental aquitain continue à s'élargir mais la progradation du talus revêt une configuration sigmoïde et les dépôts de "bottomset" sont très peu épais. En amont de la dépression du Cap-Ferret, le chenal s'approfondit encore du fait de la construction de levées latérales. Vers l'aval, les dépôts s'amincissent rapidement. Sur le glacis, au débouché du graben, l'énergie de transport et le volume des apports sont trop réduits pour entretenir les chenaux formés antérieurement. Le glacis est alimenté, bien que faiblement, par le système Capbreton-Santander.

Miocène supérieur (séquence III) :

Une phase de structuration, attribuée au sommet du Miocène moyen et qui met en relief le plateau marginal landais, ajoutée à une baisse relative du niveau marin provoque une recrudescence des apports terrigènes. La progradation du talus vers l'Ouest s'accélère, sa pente s'accuse, la configuration de progradation devient oblique, la dépression du Cap-Ferret s'ouvre alors directement au

pied du talus. Cela entraîne, dans l'axe du chenal du Cap-Ferret, une activité croissante des courants de turbidité, activité qui se manifeste par une surface d'érosion au sommet de la séquence III. Sur le glacis, un nouveau réseau de chenaux s'installe. L'alimentation terrigène s'effectue, dans un premier temps, surtout par le système Capbreton-Santander ; par la suite, le système Cap-Ferret devient prédominant.

Pliocène - Pléistocène (séquence IV) :

Cette période se caractérise par des apports sédimentaires très importants qui, sur le glacis, donnent naissance à l'éventail du Cap-Ferret. Cet accroissement des apports terrigènes est la conséquence du changement climatique : après le climat du type subtropical de la fin du Tertiaire, des oscillations entre un climat froid sec et un climat tempéré humide s'accroissent jusqu'au Pléistocène supérieur. Ces variations provoquent le remaniement des accumulations détritiques dans le bassin d'Aquitaine, et son comblement. Le talus continental s'avance rapidement vers l'Ouest ; au Sud de la dépression du Cap-Ferret, le système de chenaux qui convergent vers le chenal sud Cap-Ferret se met progressivement en place. Plus à l'Ouest, sur le plateau marginal landais, les dépôts de "bottomset" sont uniformément répartis. Au contraire, en tête du graben du Cap-Ferret, du fait de la forte pente, une remobilisation fréquente des dépôts retarde l'avancée du talus.

Au sein de cette évolution générale, deux périodes principales se distinguent :

. lors de la première période attribuée au Pliocène, l'alimentation terrigène semble être assurée par des courants de turbidité de densité moyenne en raison d'un niveau marin relativement haut. Les dépôts assez uniformes s'effectuent préférentiellement au Sud du graben du Cap-Ferret, dans sa partie basse et à son débouché, sous forme de dépôts de levées qui s'amincissent rapidement au-delà. L'activité du système Capbreton-Santander est alors réduite.

. lors de la deuxième période associée au Pléistocène, les cycles glacio-eustatiques induisent des apports sédimentaires plus importants. Le chenal du Cap-Ferret s'approfondit par formation de la banquette nord ; il est parcouru par des courants de turbidité actifs qui entraînent, sur le glacis, le développement et la progradation d'Est en Ouest de dépôts qui constituent la levée nord. Des apports détritiques arrivent aussi par le système Capbreton-Santander, surtout par la branche ouest ; ils participent au remplissage en "onlap" des zones basses au pied des reliefs structuraux et interfèrent avec les apports Cap-Ferret.

Cette reconstitution des étapes de l'édification de l'éventail du Cap-Ferret, basée sur l'interprétation stratigraphique des données sismiques, devrait être étayée par des forages implantés dans ce domaine profond :

- d'une part, ils permettraient une reconnaissance de la lithologie et de la dynamique de mise en place des dépôts et donc un contrôle de l'interprétation des UFS ;

- d'autre part, la datation précise des séquences de dépôt rendrait possible une meilleure intégration de l'ensemble des données disponibles afin de préciser les relations entre les modifications des régimes sédimentaires en milieu continental et littoral et en milieu marin profond.

Néanmoins, l'analyse des données sismiques fait ressortir plusieurs faits importants qui caractérisent l'éventail du Cap-Ferret.

- L'édification de l'éventail du Cap-Ferret ne peut être séparée de l'évolution générale de la marge continentale.

- Cette évolution se marque par une augmentation des apports terrigènes entraînant une progradation du talus continental aquitain, une accélération du transit sédimentaire dans la dépression du Cap-Ferret et un déplacement des zones de dépôt vers le glacis.

- Ces apports terrigènes sont étroitement liés aux facteurs climatiques et morphostructuraux ; le climat conditionne en particulier le volume des apports de sédiments sur le glacis par le biais des variations d'épaisseur de la tranche d'eau sur le plateau continental ; l'organisation structurale de la marge définit les grands axes d'alimentation et intervient ainsi dans la répartition des dépôts.

- Les systèmes d'alimentation Cap-Ferret et Capbreton-Santander ont souvent une action antagoniste. La prédominance des apports Cap-Ferret est très nette en période de bas niveau marin relatif.

- La forte proportion de dépôts de débordement et de dépôts de pente, de même que l'absence de sédiments gréseux dans les formations de remplissage en tête du graben du Cap-Ferret (forage Cormoran) prouvent que les apports terrigènes sont constitués de sédiments silto-argileux.

- Ces sédiments sont distribués par des suspensions uniformes et par des courants de turbidité d'assez faible densité dont il résulte :

- . une continuité de dépôt, sauf dans les chenaux, entre la pente continentale et l'éventail,

- . la formation d'épais dépôts de débordement qui endiguent le chenal d'alimentation,

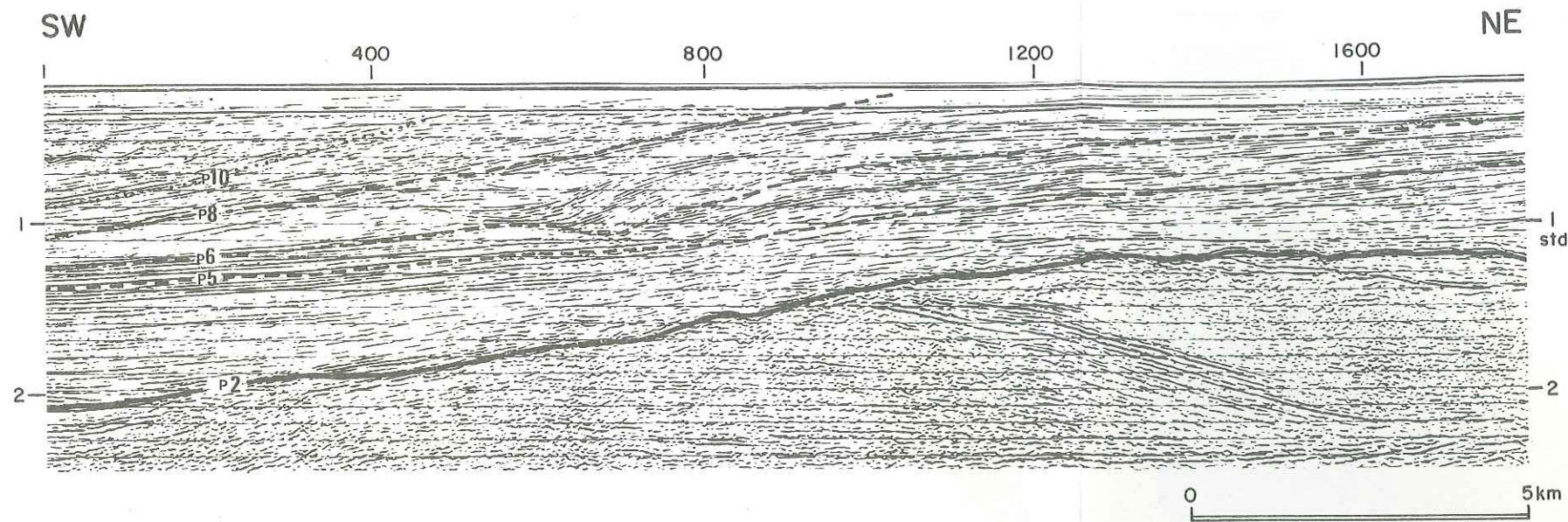
- . une influence prépondérante de l'accélération complémentaire de Coriolis sur la distribution des sédiments entraînant une forte dissymétrie des constructions.

PLANCHES 1 à 9 : Délimitation et définition des séquences de dépôt dans les différents domaines morphologiques. Extraits de profils sismiques haute résolution caractéristiques.

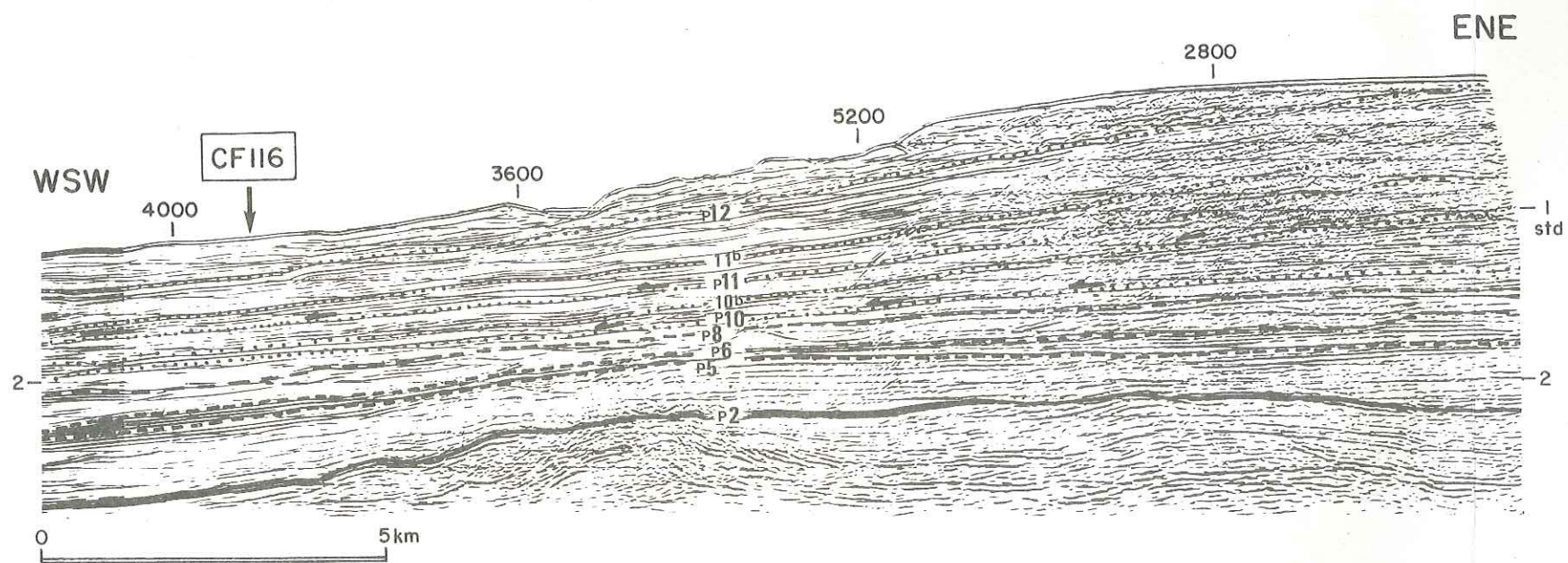
La position des profils est indiquée dans la planche h.t., et les corrélations entre réflecteurs dans le tableau 1, page 254.

Pl. 1 : ST 39, ST 35, CF 116	Plateau et talus continental
Pl. 2 : CF 116	
Pl. 3 : CF 118, CF 120	Dépression du Cap-Ferret
Pl. 4 : CF 108, CF 110, CF 127	
Pl. 5 : CF 111, CF 114	
Pl. 6 : CF 129, CF 131, CF 125	Glacis, domaine nord et central
Pl. 7 : CF 137, CF 135	
Pl. 8 : CF 142, CF 139	
Pl. 9 : CF 146	Glacis, domaine sud.

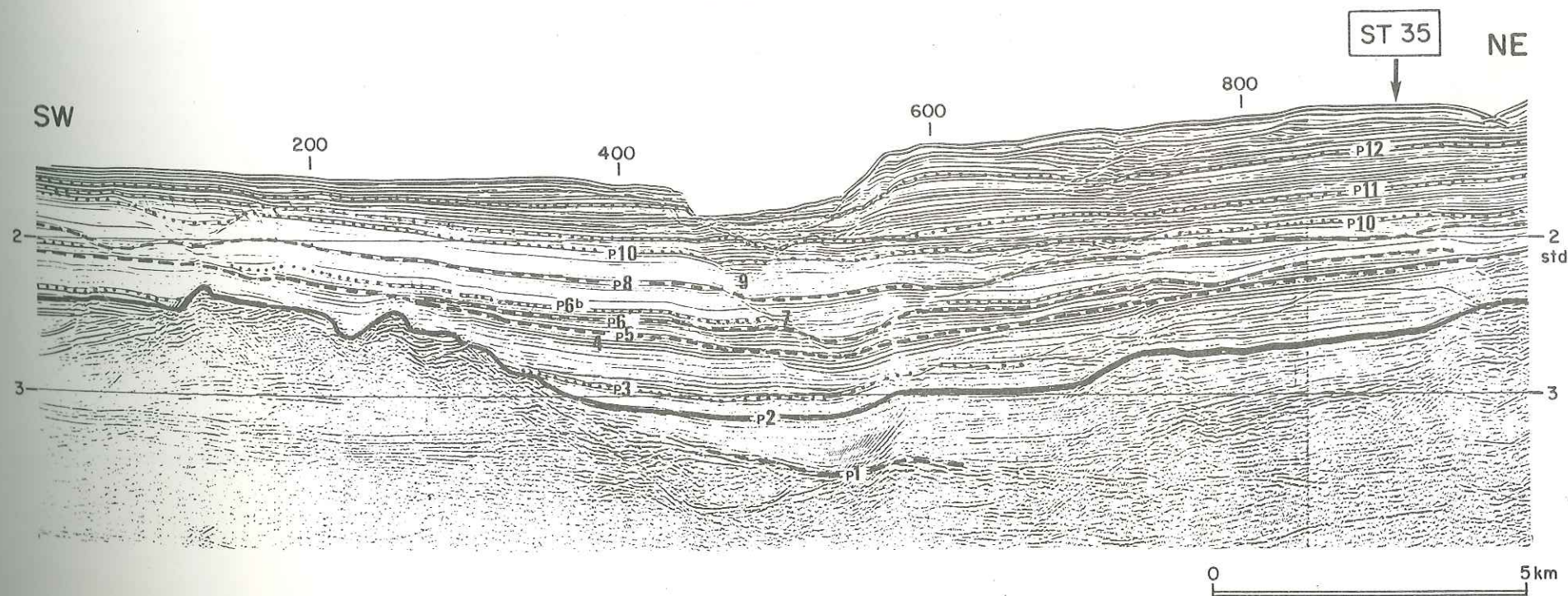
ST 39



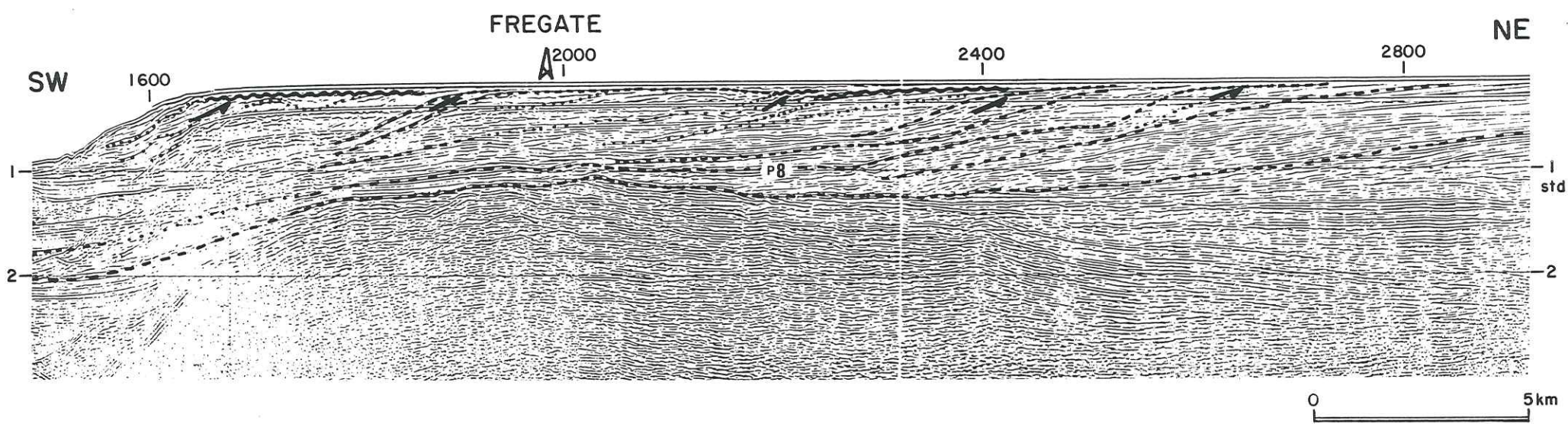
ST 35

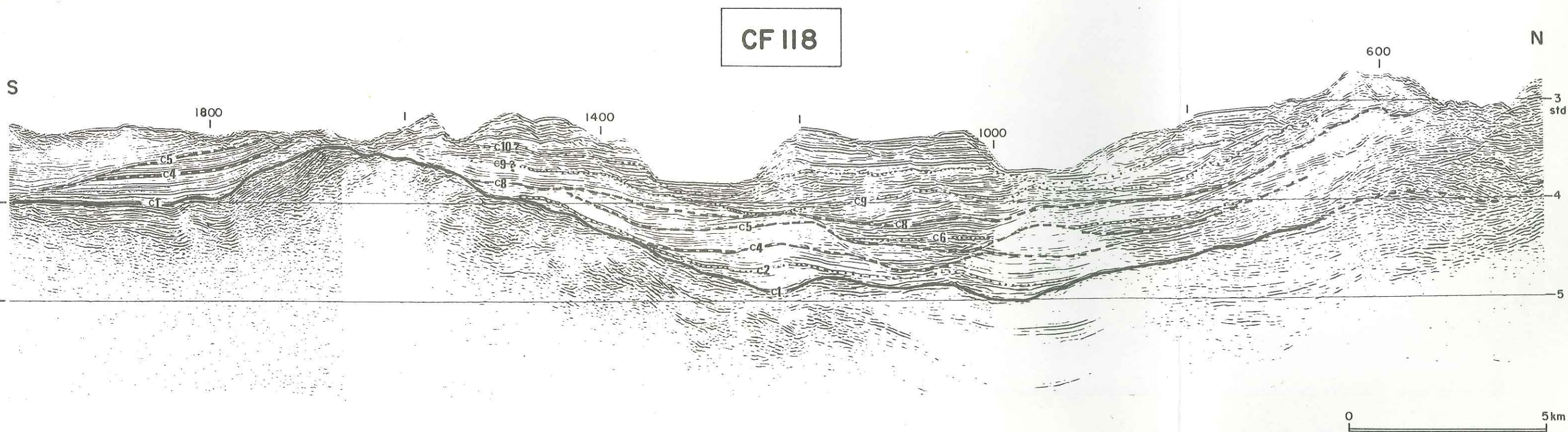
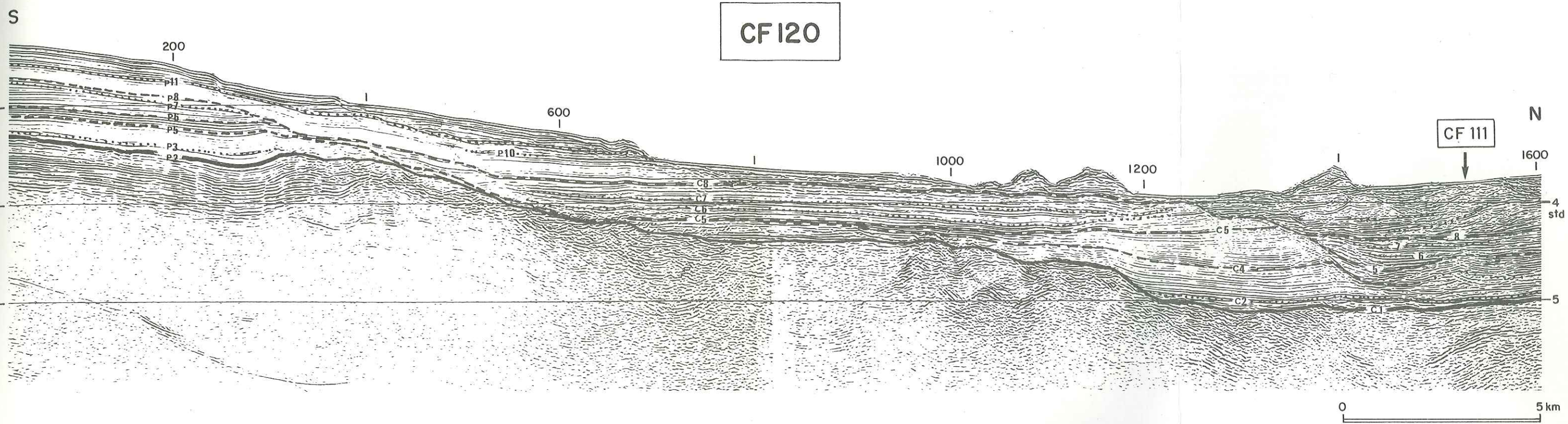


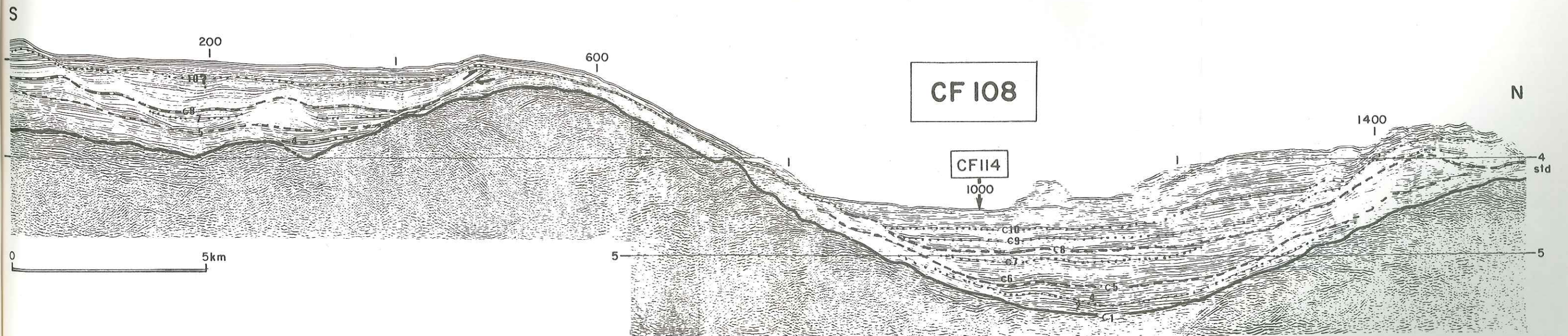
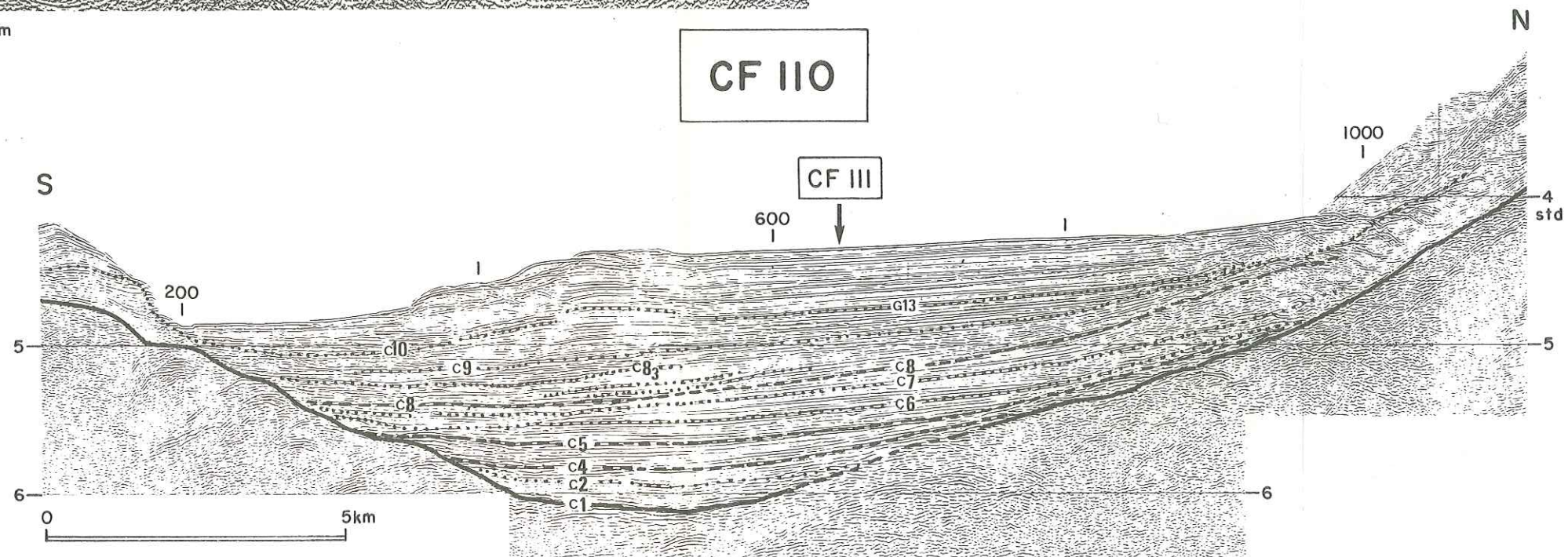
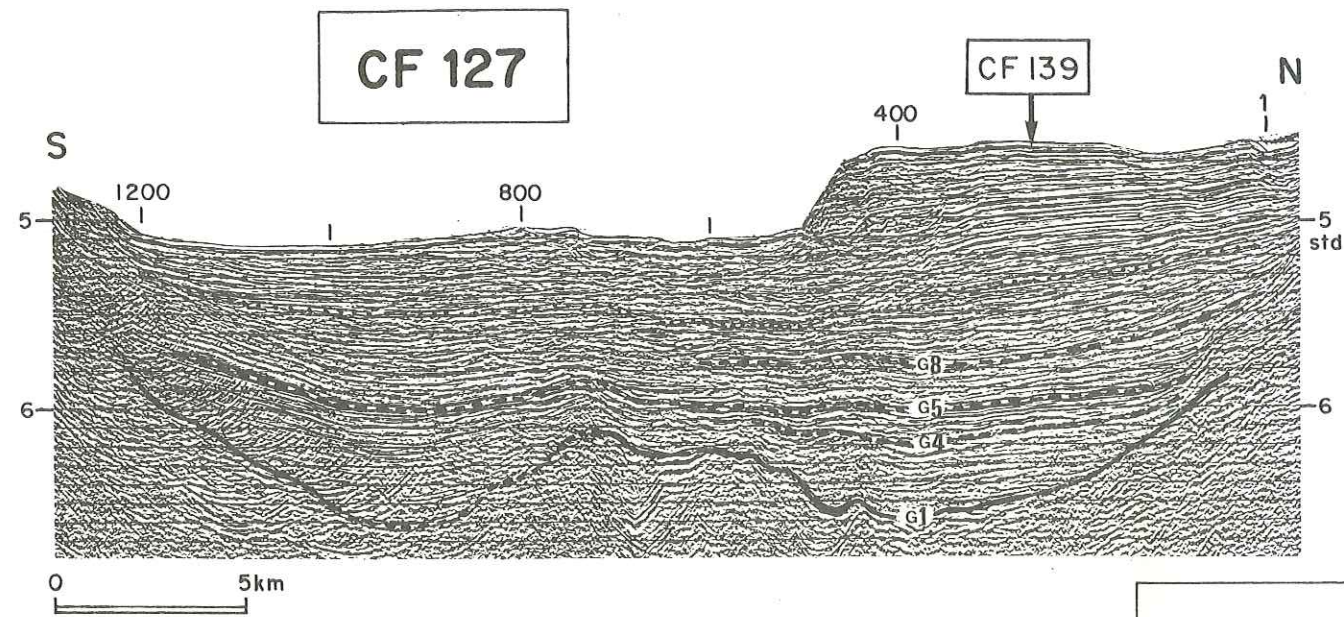
CF 116



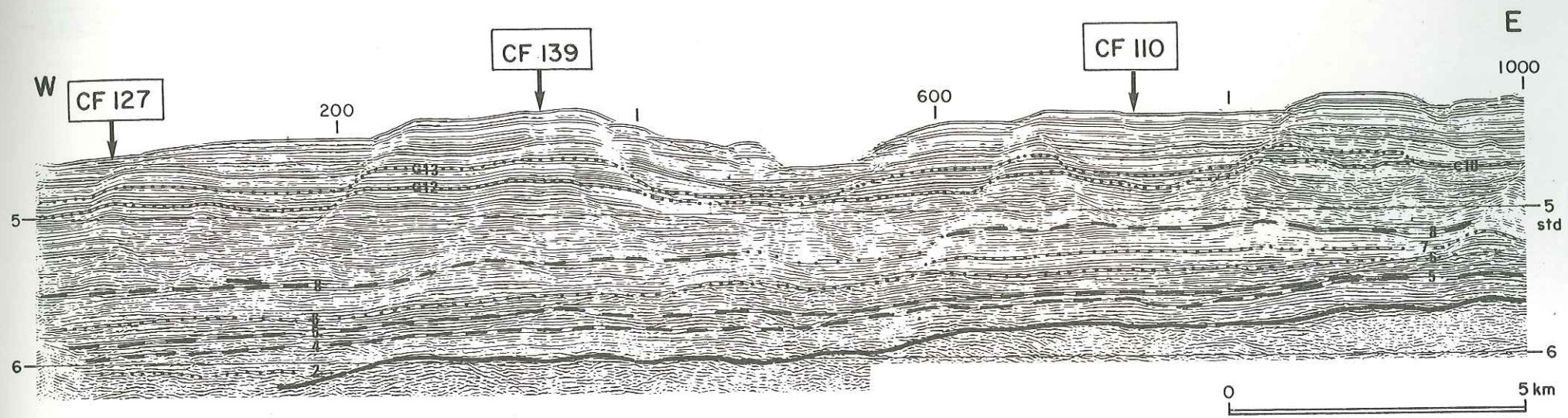
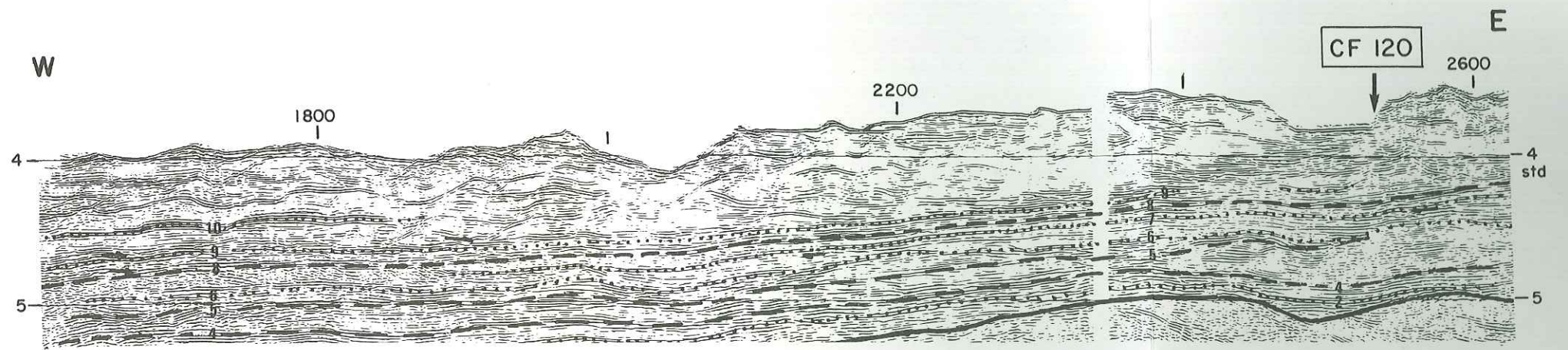
CF 116



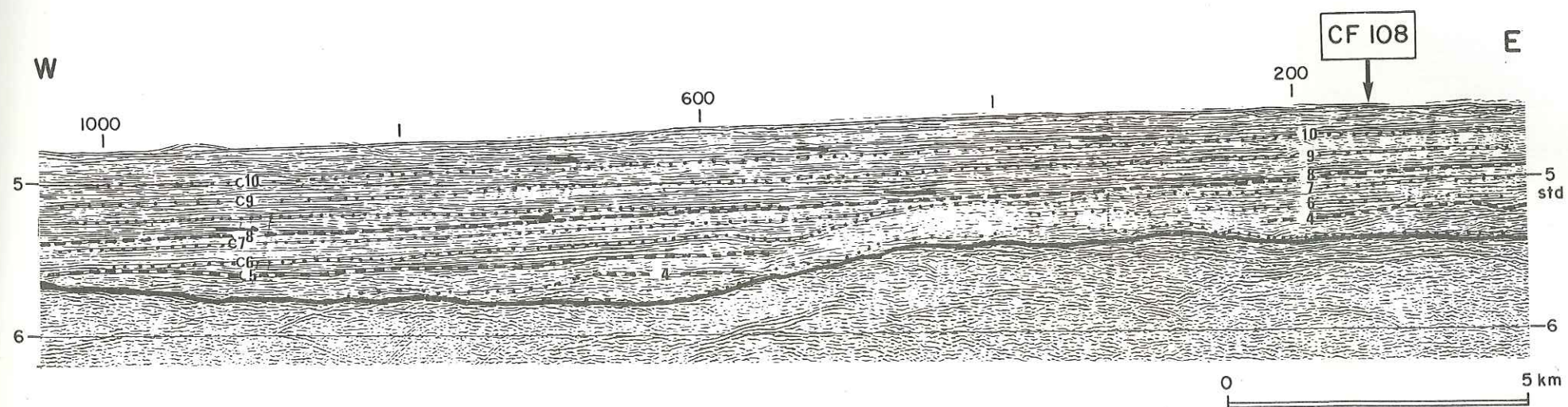




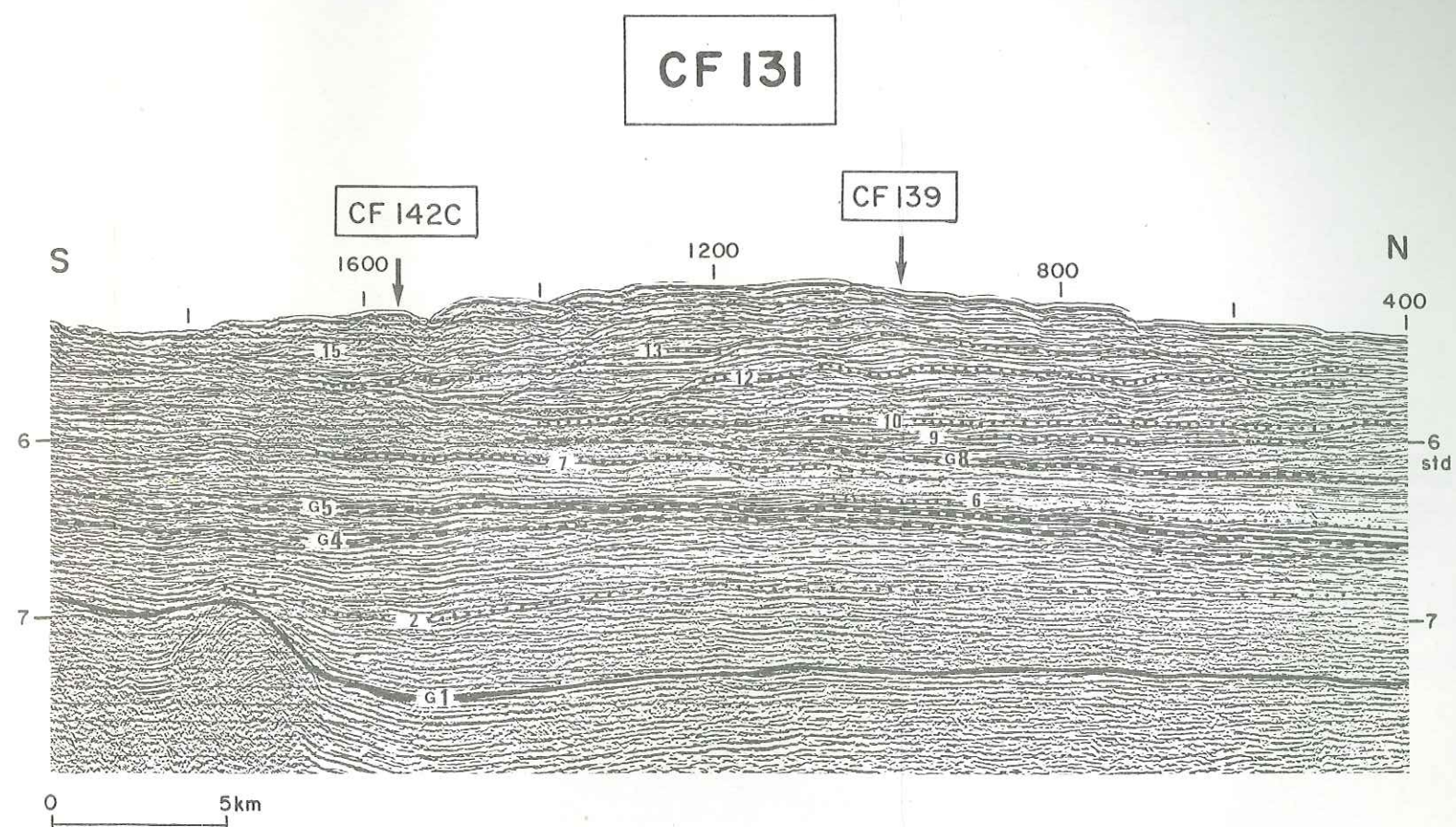
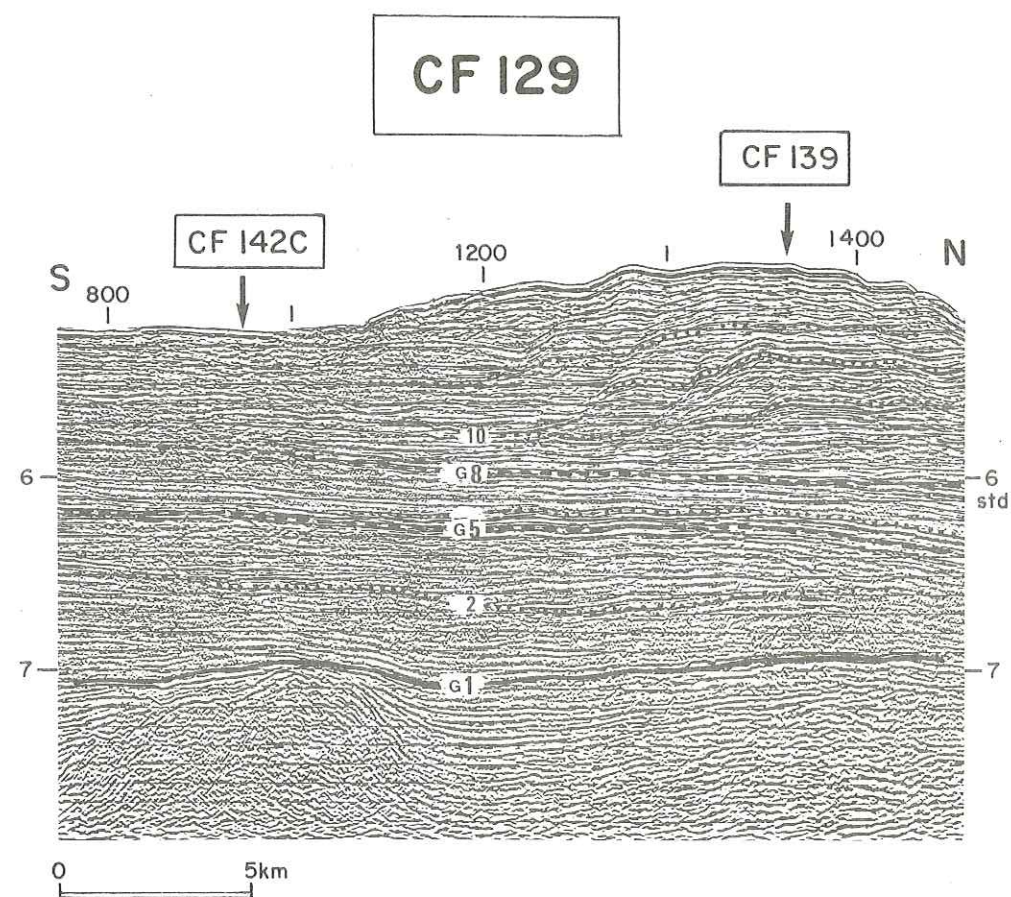
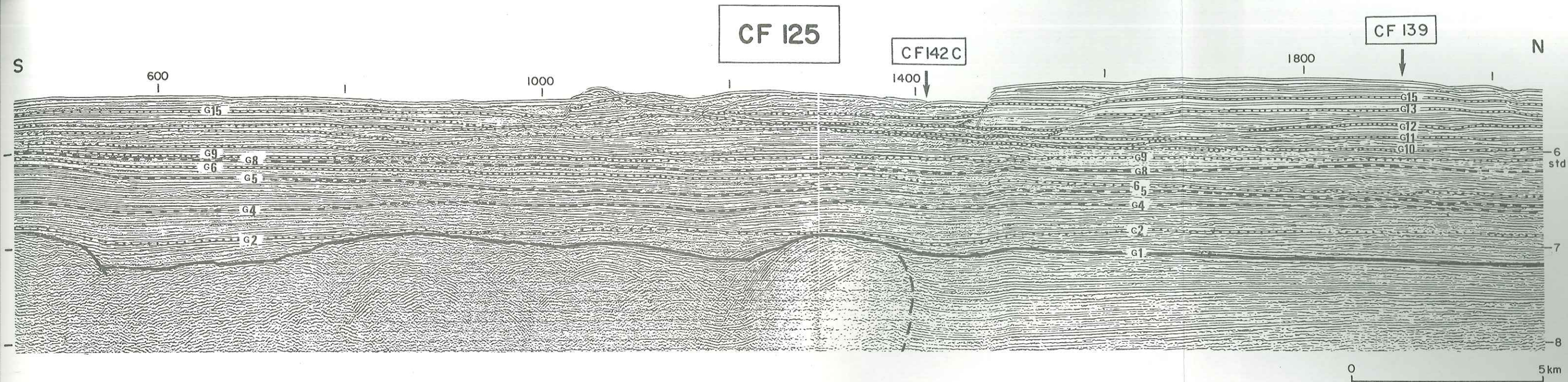
CF 111

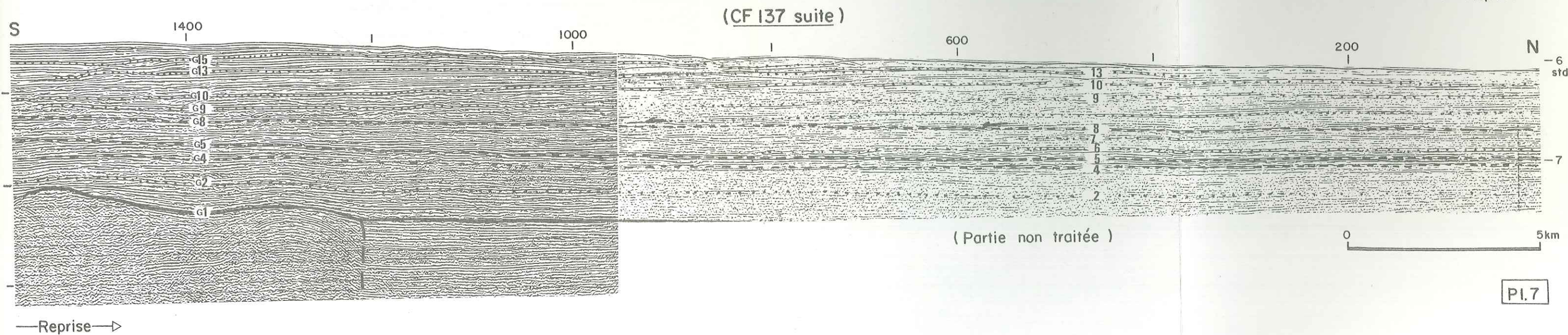
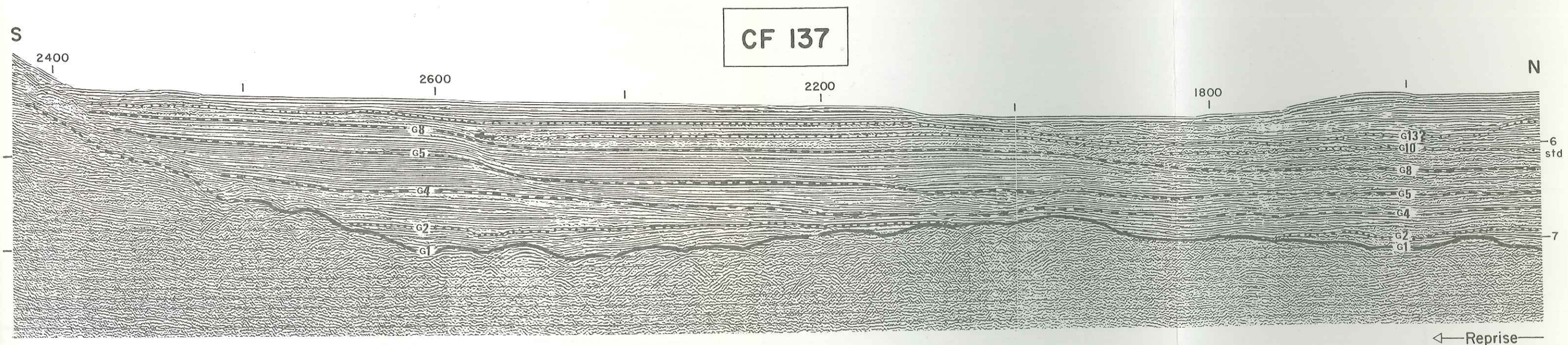
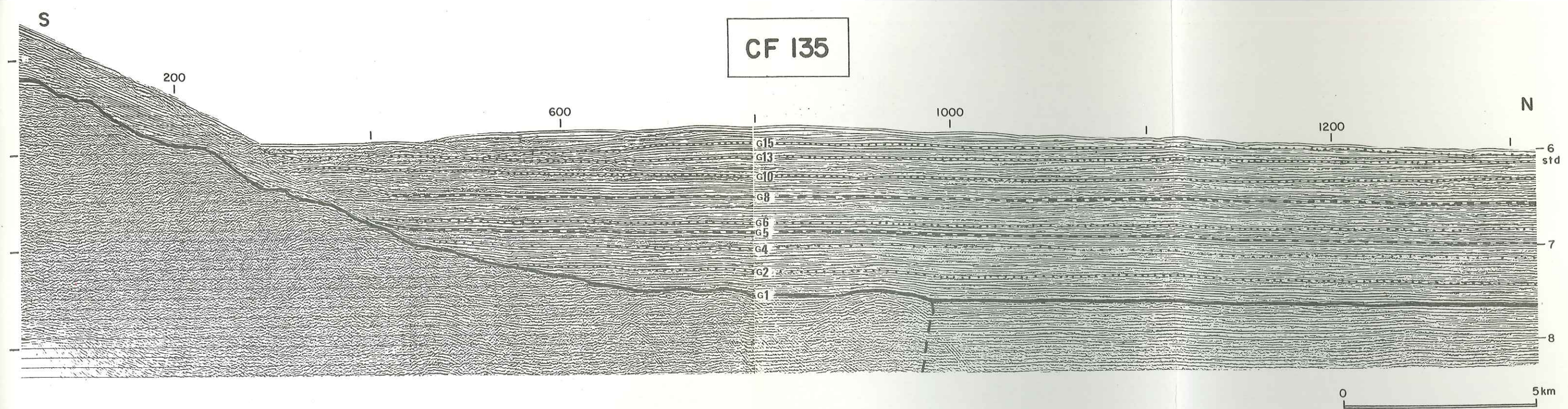


CF 111



CF 114





CF 139A

CF 139 B

ENE

CF 127

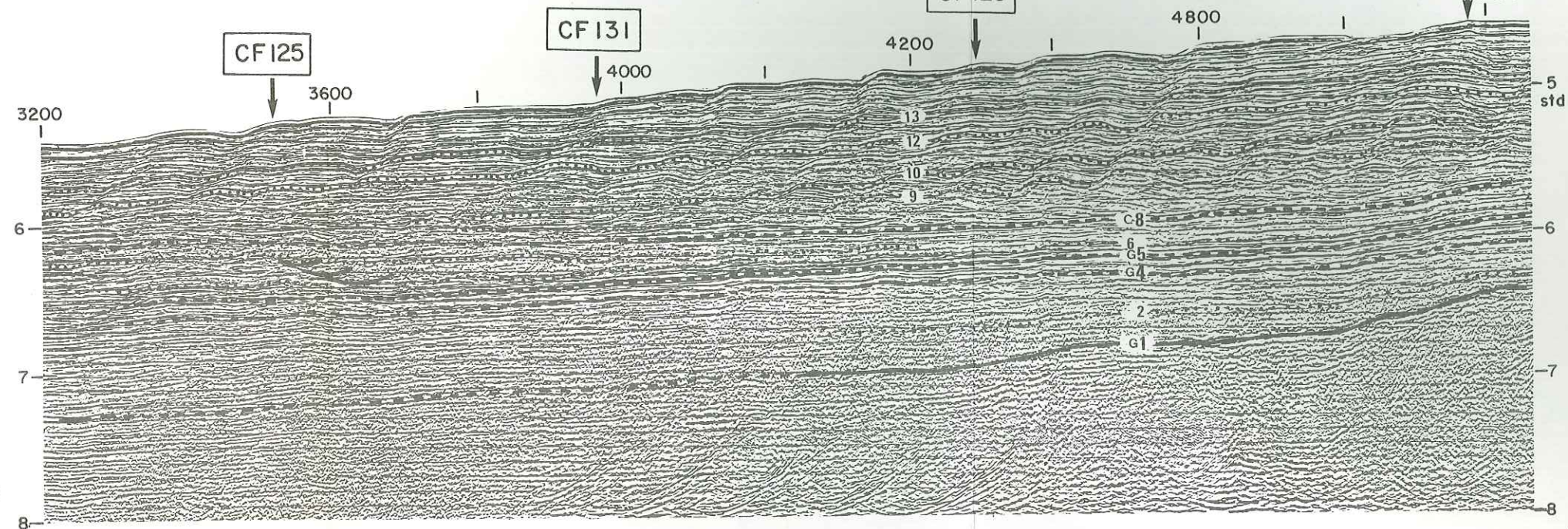
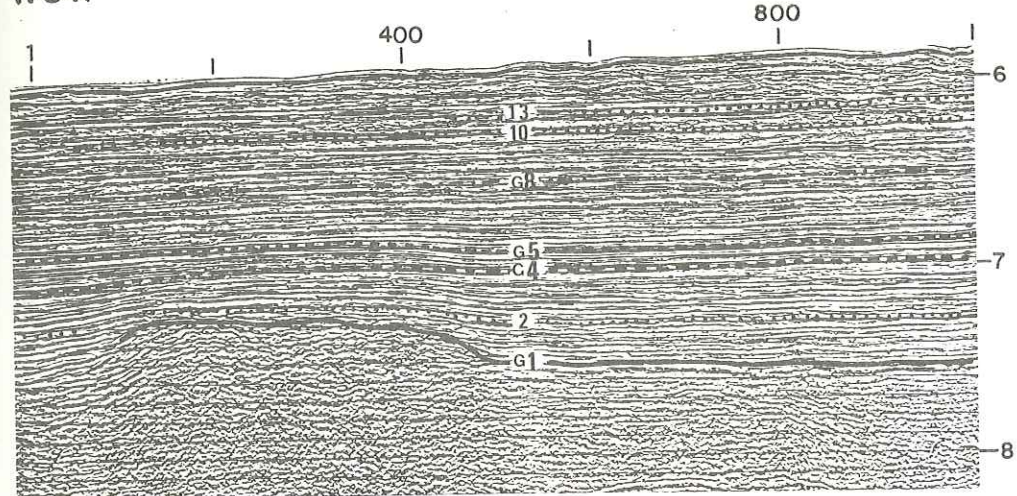
5200

CF 129

CF 131

CF 125

WSW



CF 142 C

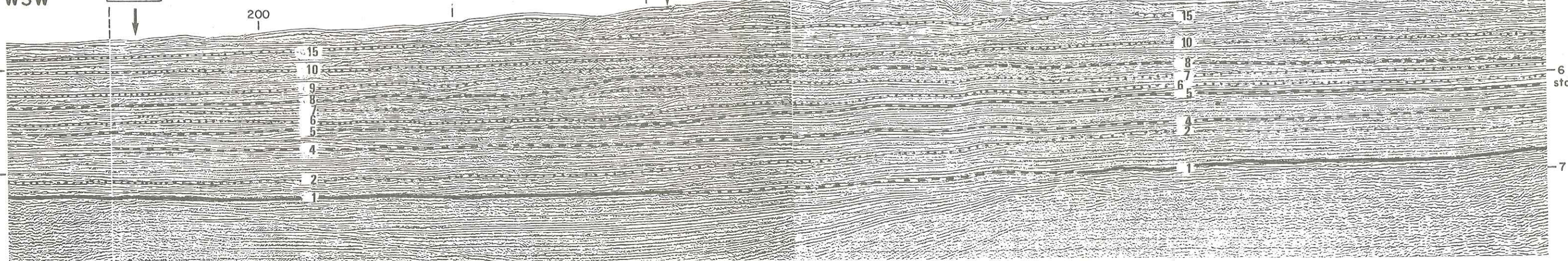
ENE

CF 129

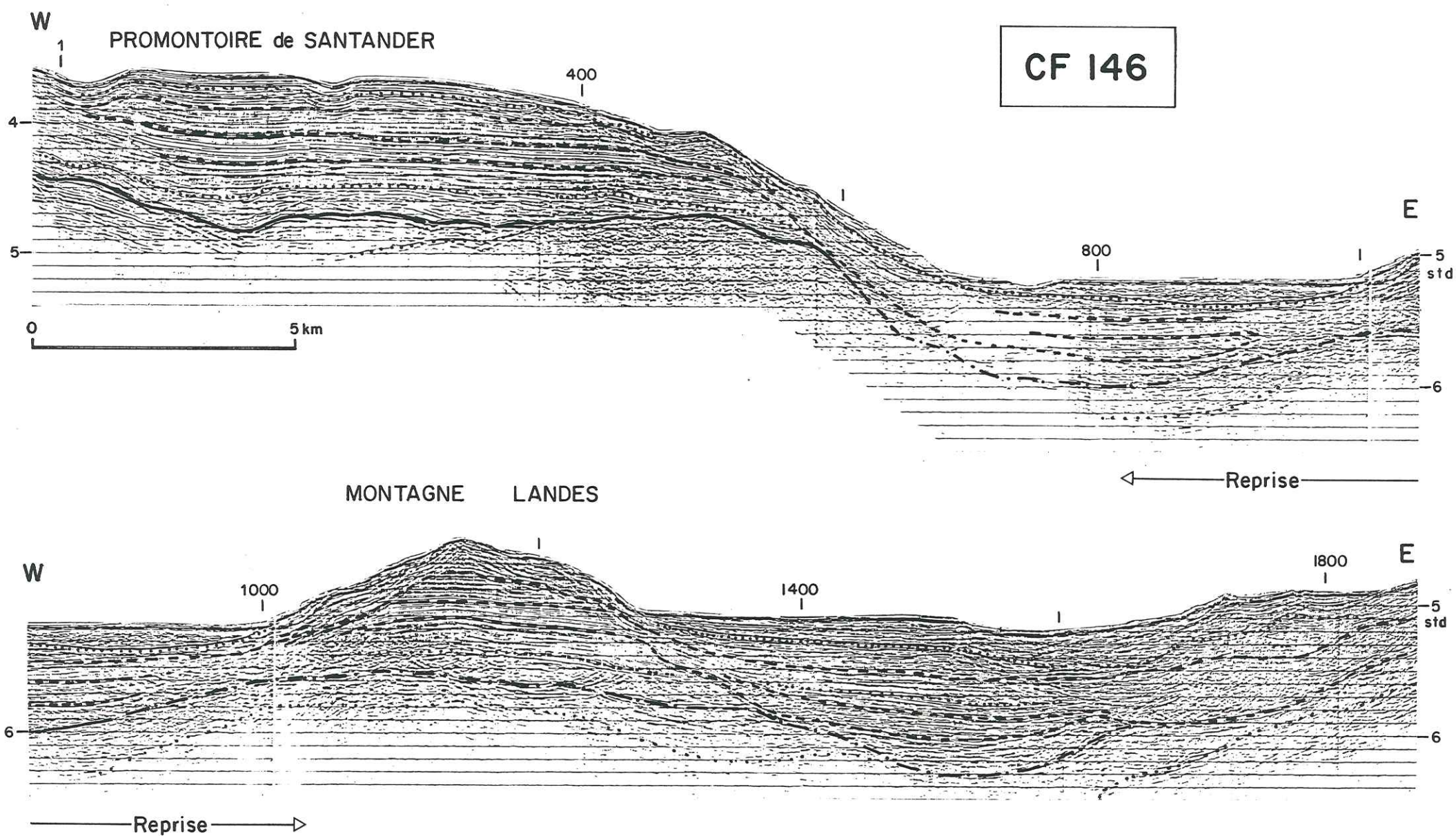
CF 131

CF 125

WSW



CF 142 B



CF 146

- QUATRIÈME PARTIE -

SYNTHÈSE ET CONCLUSION

=====

- 1 - LA SEDIMENTATION TERRIGÈNE DE MARGE CONTINENTALE.
PLACE DE LA SEDIMENTATION TURBIDITIQUE.
- 2 - MÉTHODES D'APPROCHE DES DÉPÔTS TURBIDITIQUES.
- 3 - MODALITÉS D'ÉDIFICATION DES APPAREILS TURBIDITIQUES.
- 4 - DÉVELOPPEMENTS FUTURS.

Dans cette dernière partie, je me propose de faire la synthèse des principales observations et interprétations effectuées sur l'éventail subaquatique du Cap-Ferret et sur la série des Grès d'Annot.

Ces deux corps sédimentaires turbiditiques ne sont pas considérés comme deux modèles types mais plutôt comme deux exemples, parmi d'autres, qui mettent en relief, par leurs caractéristiques distinctes, des différences dans leurs modalités d'édification. La reconstitution de ces modalités ne peut se concevoir qu'après avoir analysé la place qu'occupent les appareils turbiditiques dans le cadre plus général de la sédimentation terrigène des marges continentales. En outre, elle est tributaire de méthodes d'approche distinctes selon que l'on étudie des dépôts de marge actuelle ou des formations de marge aujourd'hui à l'affleurement.

En conséquence, après avoir précisé le rôle de la sédimentation turbiditique dans l'alimentation terrigène des marges continentales, je rappellerai les méthodes d'étude appliquées, leur intérêt et aussi leurs limites. J'exposerai ensuite les principales modalités d'édification des appareils turbiditiques, telles qu'elles peuvent être appréhendées à partir de ces deux exemples ; l'alimentation terrigène, l'initiation des courants de turbidité, la mise en place des dépôts seront successivement considérés. Enfin, je dégagerai les principales voies de recherche qui m'apparaissent essentielles pour mieux connaître et identifier les appareils turbiditiques.

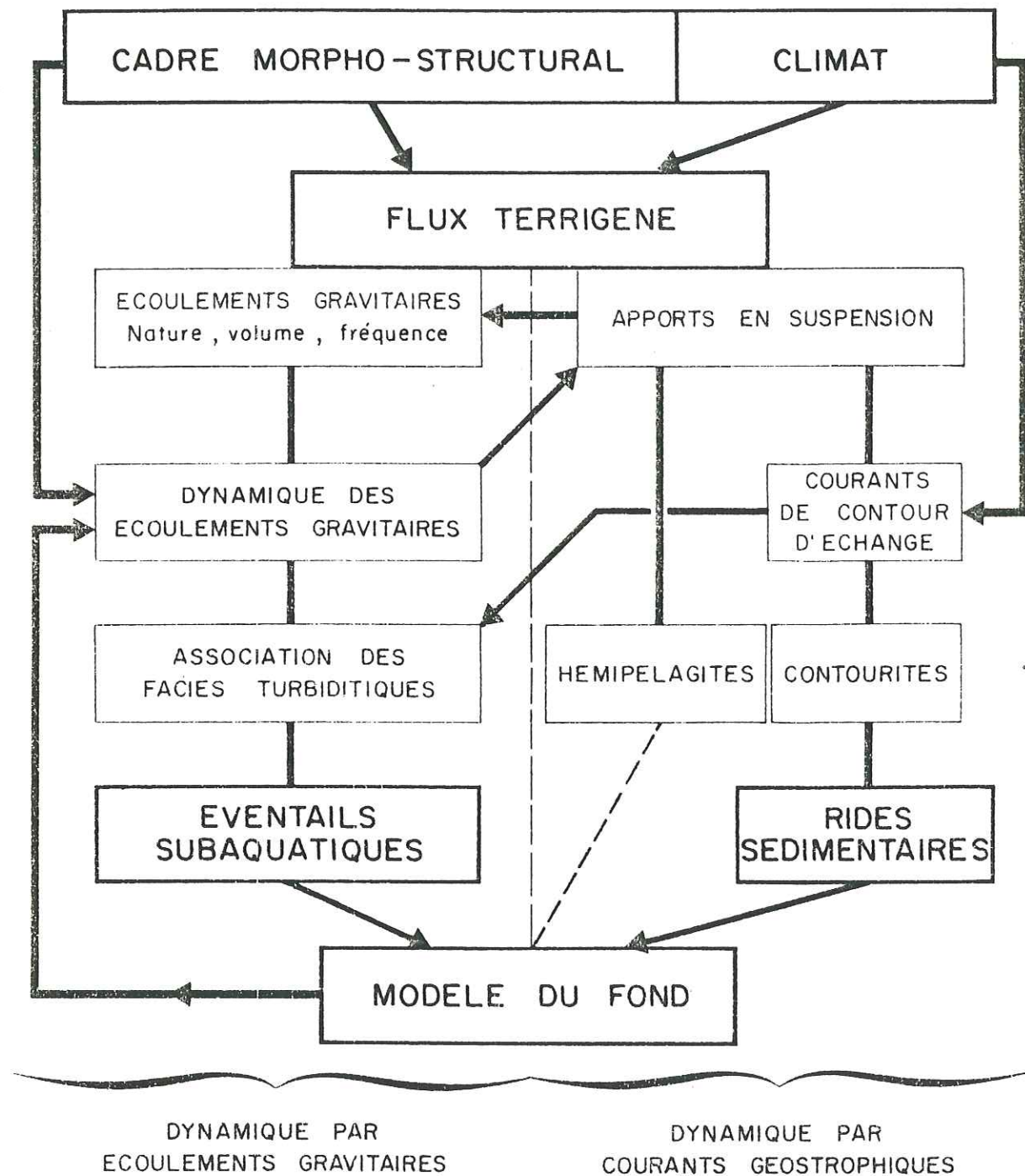


Fig. 85 - La sédimentation terrigène de marge continentale, relation entre facteurs, processus dynamique, faciès et corps sédimentaires.

1 - LA SEDIMENTATION TERRIGENE DE MARGE CONTINENTALE - PLACE DE LA SEDIMENTATION TURBIDITIQUE.

Sur les marges continentales, deux principaux types de dynamique sédimentaire (fig. 85) interviennent dans la distribution des sédiments terrigènes :

- une dynamique par courants de surface et de masses d'eau (courants géostrophiques) qui assure le transport de sédiments maintenus en suspension dans un fluide en mouvement,

- une dynamique par écoulements gravitaires qui se définit par un déplacement de matériaux, sous l'effet de leur poids, dans le sens de la pente.

Les matériaux fins (argiles et silts) qui forment des suspensions ayant un long temps de résidence sont dispersés par les courants de surface et de masse d'eau. Ils constituent alors, avec les sédiments organogènes et les poussières éoliennes, des dépôts hémipélagiques qui se répartissent de façon relativement uniforme, en l'absence de courants près du fond. En présence de courants de contour, ou d'échange, ils sont remaniés et modelés en rides sédimentaires.

Les sédiments terrigènes grossiers sont entraînés de façon intermittente par des écoulements gravitaires ; leur répartition non uniforme conduit à la construction d'appareils turbiditiques dont les traits morphologiques dominants sont perpendiculaires à la marge.

Entre ces deux modes de distribution des sédiments terrigènes, les limites sont imprécises car :

- les écoulements gravitaires sont susceptibles de remobiliser des hémipélagites, d'une part, et de créer des suspensions assez permanentes prises en charge par des courants de masses d'eau, d'autre part.

- des suspensions denses peuvent, sous l'effet de l'augmentation résultante de la densité relative du fluide, s'écouler le long des pentes et former des courants de turbidité de faible densité et de faible vitesse. Elles se déposent alors sous un faciès d'hémipélagites ; mais, réparties non uniformément, elles participent à l'édification du modelé du fond.

Il est maintenant admis que, si les courants géostrophiques ont une grande importance dans la dispersion des sédiments fins sur les glacis continentaux, la plus grande part de ces sédiments a été initialement amenée par des courants de turbidité.

En conséquence, la sédimentation turbiditique, prise au sens large, joue un rôle fondamental dans la sédimentation terrigène de pente et glacis continental : c'est le vecteur principal de l'alimentation et, bien souvent, la dynamique responsable de l'organisation faciologique et morphologique des dépôts.

2 - METHODES D'APPROCHE DES DEPOTS TURBIDITIQUES

Pour appréhender les modalités d'édification des appareils turbiditiques, deux exemples de corps sédimentaires ont été étudiés.

Le premier, l'éventail du Cap-Ferret, est une accumulation sédimentaires en place au pied d'une marge actuelle ; le second, la série des Grès d'Annot, s'est déposé dans un bassin de sédimentation ultérieurement exondé et donc directement observable à l'affleurement.

Ces deux appareils ont ainsi été analysés à l'aide de méthodes d'approche très diverses (cf. annexe I). Je rappellerai ici l'intérêt propre ainsi que les limites de ces différentes méthodes.

2.1 - Eventail du Cap-Ferret : marge actuelle.

Dans le cadre de l'éventail du Cap-Ferret, quatre principaux types de données ont été recueillis.

Reconnaissance de la dynamique sédimentaire actuelle :

Les écoulements turbiditiques sont des phénomènes intermittents et donc difficilement observables. De plus, l'élévation du niveau marin à l'Holocène a entraîné la phase actuelle de quiescence de l'éventail. Cependant, les observations faites à partir du submersible Cyana montrent que, même en période de faible activité des courants de turbidité, persiste une dynamique près du fond (courants s'écoulant le long des pentes, arrachement) dont il faut tenir compte.

Analyse morphologique :

La carte bathymétrique de l'éventail du Cap-Ferret, dressée à l'aide du procédé de sondage multifaisceaux Seabeam, constitue un document d'une précision exceptionnelle donnant le cadre morphologique indispensable à l'analyse des autres données. En effet, le modelé actuel du fond intègre les étapes d'une longue évolution sédimentaire et structurale, et l'analyse de la carte bathymétrique met, par exemple, en relief :

- l'influence importante des axes structuraux sur la répartition des dépôts,
- la très nette dissymétrie des accumulations sédimentaires de part et d'autre des chenaux,
- l'interaction des deux systèmes d'alimentation Cap-Ferret et Capbreton-Santander qui induit une discontinuité du réseau de chenaux.

L'interprétation de cette carte serait toutefois limitée si d'autres méthodes d'observation (profils sismiques en particulier) ne donnaient l'accès à la dimension temps.

Analyse des prélèvements superficiels :

Bien que très ponctuels par rapport à l'extension de l'éventail, et trop courts pour couvrir une longue période de temps, les prélèvements par carottage Kullenberg réalisés sur l'éventail du Cap-Ferret permettent une reconnaissance de la lithologie des dépôts superficiels et des processus de leur mise en place. Cette étude ne peut se concevoir sans l'aide de la carte bathymétrique car il existe une étroite relation entre la morphologie du fond et les faciès de dépôt.

Interprétation des données sismiques :

Les données sismiques haute résolution donnent des informations intéressantes plus de 1500 m de dépôt et donc une longue période de temps. L'analyse de la configuration des réflecteurs et du faciès sismique permet de percevoir l'organisation interne des corps sédimentaires et de proposer une interprétation en termes de dynamique sédimentaire prépondérante et de lithologie potentielle. La reconnaissance sismique est donc un outil très puissant, mais néanmoins limité :

- par un pouvoir de résolution souvent trop faible, ou un espacement des profils trop grand, par rapport aux dimensions des unités élémentaires

de dépôt, pour définir, avec autant de précision que souhaitée, la géométrie et la chronologie relative des séquences de dépôt ;

- par l'impossibilité de relier avec certitude un faciès sismique donné à un faciès lithologique.

Elle doit donc s'appuyer sur l'ensemble des informations disponibles. C'est ainsi que l'intégration des résultats de l'analyse des dépôts superficiels, des données connues sur le cadre géologique régional et des données sismiques a permis de proposer une reconstitution des étapes et des processus de construction de l'éventail du Cap-Ferret à partir de l'Eocène supérieur.

En résumé, chaque méthode d'analyse appliquée à l'étude de l'éventail du Cap-Ferret fournit des informations indispensables pour appréhender ses mécanismes d'édification. On peut cependant souligner ici qu'une reconnaissance directe de la lithologie et de l'âge des dépôts à partir de forages profonds serait d'un grand intérêt pour étayer et contrôler l'interprétation des données sismiques.

2.2 - La série des Grès d'Annot : marge ancienne.

Le choix de la série des Grès d'Annot (flysch gréseux de l'Eocène supérieur atteignant 1200 m de puissance) comme deuxième exemple de corps sédimentaire turbiditique a été motivé par la nécessité de comparer les modalités d'édification d'un appareil à prédominance silto-argileuse à celles d'un appareil à prédominance sableuse. Or, les appareils de ce deuxième type sont peu connus, ou ne sont étudiés qu'en surface, dans le milieu marin actuel. Cela tient au fait que les méthodes classiques d'investigation sont peu adaptées pour identifier de tels dépôts (faible contraste morphologique, difficulté de prélèvement, mauvaise pénétration acoustique).

Par contre, de nombreuses séries turbiditiques gréseuses sont connues à l'affleurement. Leur analyse, qui s'appuie sur l'observation directe des dépôts, permet de définir avec précision la lithologie et la structure des dépôts et à moyenne échelle leur géométrie. Les mécanismes de mise en place sont ainsi appréhendés dans le détail, mais le plus souvent les discontinuités d'affleurement empêchent de reconstituer l'appareil turbiditique dans son intégralité et son environnement.

En conclusion, la reconnaissance d'appareils turbiditiques anciens apporte des informations très complémentaires de celles dégagées de l'étude d'appareils actuels. En particulier, l'observation directe de séries

turbiditiques gréseuses à l'affleurement aide à identifier de tels dépôts au pied des marges continentales actuelles, ce qui a un intérêt immédiat pour leur exploration pétrolière ; inversement, l'étude in situ des corps sédimentaires turbiditiques permet de reconstituer le cadre général dans lequel se mettent en place les données fragmentaires de terrain.

3 - MODALITES D'EDIFICATION DES APPAREILS TURBIDITIQUES

Les deux exemples de corps sédimentaires turbiditiques étudiés permettent de dégager les principaux facteurs et mécanismes qui conditionnent les modalités d'édification des appareils turbiditiques. Je considérerai successivement les facteurs qui influent sur l'alimentation terrigène des marges continentales, les processus d'initiation des écoulements gravitaires et ceux qui guident la mise en place des turbidites.

3.1 - Alimentation terrigène des marges continentales.

La création d'un éventail subaquatique au pied d'une marge continentale nécessite, d'une part, un apport important de matériaux terrigènes entraînant de fréquents écoulements gravitaires, d'autre part, une concentration suffisante des sédiments, suivant des axes privilégiés de transport, pour éviter qu'ils ne se répartissent uniformément sur le glacis.

Deux facteurs principaux, le cadre morphostructural et le climat, agissent sur le volume, la nature et la répartition des apports détritiques.

3.1.1 - Importance du cadre morphostructural.

L'opposition entre l'éventail du Cap-Ferret et la série des Grès d'Annot est fondamentalement liée à une différence de leur cadre morphostructural.

- L'éventail du Cap-Ferret est éloigné des sources de matériaux détritiques. L'orogénèse pyrénéenne n'a pas d'impact direct sur la sédimentation dans le système d'alimentation Cap-Ferret ; c'est seulement à la suite du comblement du bassin d'Aquitaine, à partir de l'Oligocène, que les apports détritiques parviennent en plus grande quantité à la tête de ce système. Par ailleurs, l'extension du bassin sédimentaire et la largeur du plateau continental qui le prolonge déterminent, à l'issue d'un long parcours fluvial et marin des particules, une alimentation terrigène à prédominance silto-argileuse.

- Les Grès d'Annot sont mis en place à l'Éocène supérieur dans des bassins étroits de la mer péri-alpine et donc à faible distance des sources d'alimentation, au pied d'une marge continentale réduite, et en période d'instabilité tectonique. Cela se traduit par une alimentation terrigène grossière à prédominance sableuse.

Outre son rôle dans l'alimentation terrigène, le cadre morphostructural intervient directement dans la répartition des dépôts.

- L'édification de l'éventail du Cap-Ferret est indissociable de la présence de la dépression structurale du Cap-Ferret qui a capté une grande part des apports terrigènes issus du bassin d'Aquitaine. Les fortes pentes liées à cette dépression ont entraîné une remobilisation fréquente des sédiments et leur transit vers le glacis.

- De même, les différents corps sédimentaires turbiditiques de la série des Grès d'Annot s'individualisent dans des dépressions allongées qui canalisent les écoulements gravitaires.

3.1.2 - Importance du climat.

Le climat agit tout d'abord sur la nature et le volume des matériaux terrigènes libérés sur le continent.

Le passage d'un climat chaud pendant le Tertiaire à un climat alternativement froid, généralement sec, ou tempéré humide au Pléistocène, provoque une augmentation du volume et de la taille des sédiments détritiques amenés au centre du bassin d'Aquitaine, à proximité de la tête du système Cap-Ferret.

Dans le détail, on constate l'impact important d'une variation rapide du climat sur la mobilisation des matériaux, comme le montre le volume considérable des dépôts lors du court réchauffement climatique de l'interstade Würm 2 - Würm 3. Je pense donc que les fluctuations rapides du climat, en particulier au cours du Pléistocène supérieur, sont, plus que l'établissement de climats froids, un facteur de l'augmentation des apports terrigènes.

Les variations climatiques imposent aussi des fluctuations relatives du niveau marin qui conditionnent le transit des sédiments à travers le plateau continental.

L'abaissement du niveau marin, lors des stades glaciaires du Würm par exemple, réduit l'épaisseur de la tranche d'eau et la largeur du plateau continental, les apports terrigènes remaniés sur le plateau continental induisent des courants de turbidité fréquents, chargés en sédiments relativement grossiers.

Au contraire, en haut niveau marin (Holocène par exemple), les sédiments terrigènes, bloqués dans les estuaires et sur le plateau continental élargi recouvert par une plus forte tranche d'eau, ne parviennent qu'en faible quantité en tête du canyon du Cap-Ferret. L'éventail est alors quiescent.

Cependant, les fluctuations du niveau marin n'ont pas le même impact sur les systèmes d'alimentation Cap-Ferret et Capbreton-Santander : une sédimentation beaucoup plus importante est observée à l'Holocène dans le prolongement du système Capbreton-Santander plus directement alimenté par les Pyrénées ; le plateau continental y est plus étroit et donc l'incidence des variations glacio-eustatiques moins marquée.

Sur section sismique, des configurations de progradation différentes montrent que l'avancée du talus continental aquitain s'est effectuée en plusieurs étapes à partir de l'Oligocène supérieur. On peut, en particulier, opposer une configuration de progradation sigmoïde, attribuée au Miocène moyen, à une configuration de progradation oblique associée au Plio-Quaternaire.

Cette différence prouve que la tranche d'eau sur le plateau continental était suffisante au Miocène moyen pour que des sédiments s'y mettent en place ; inversement, la présence de "toplap", de troncatures d'érosion et de stades d'avancée rapide du talus au Plio-Quaternaire indiquent des phases de faible épaisseur de tranche d'eau, voire d'exondation du plateau continental.

J'associe ces fluctuations aux grandes variations glacio-eustatiques du niveau marin. L'élévation relative du niveau marin au Miocène supérieur peut aussi refléter une subsidence encore importante par rapport au volume des apports.

Sur le glacis occidental, on constate que l'éventail actuel du Cap-Ferret se met en place au Plio-Quaternaire, quand les apports en tête du système Cap-Ferret s'accélèrent. De même, la baisse du niveau marin à l'Oligocène supérieur est marquée par la prédominance du système Cap-Ferret.

Inversement, jusqu'à l'Oligocène moyen et au Miocène moyen, en haut niveau marin relatif, les apports par le système Capbreton-Santander sont dominants.

Ainsi, de façon schématique, l'influence des variations du niveau marin se manifeste de façon différente dans les deux systèmes d'alimentation de l'éventail du Cap-Ferret.

- Dans le système Capbreton-Santander, l'alimentation terrigène est plutôt continue mais assez faible du fait de la petite taille du bassin de drainage en amont.

- Dans le système Cap-Ferret, elle est alternativement réduite en haut niveau marin du fait de la largeur du plateau continental, et importante en bas du niveau marin du fait de l'ampleur du bassin de drainage en amont.

3.2 - Origine des écoulements gravitaires - Caractérisation des dépôts de pente.

Déclenchement des écoulements gravitaires :

Trois causes de déclenchement des écoulements gravitaires sont souvent invoquées : un excès de charge, un ébranlement séismique, une variation de pression interstitielle.

La reconnaissance dans l'éventail du Cap-Ferret de déformations gravitaires progressives (glissements, failles synsédimentaires) qui, dans les zones de forte pente, entraînent une désorganisation totale des dépôts conduit à penser que c'est principalement l'excès de charge, dû à l'accumulation des sédiments, qui provoque à intervalles plus ou moins réguliers des écoulements gravitaires.

Bien que les rejeux des structures du socle affectent la couverture sédimentaire, on ne peut établir des liens directs entre des phases d'activité tectonique et des courants de turbidité. Par contre, la présence de turbidites assez grossières, après le maximum glaciaire du Würm 3, résulterait d'une déstabilisation des dépôts de pente sous l'effet d'une augmentation de la pression interstitielle, lors de l'élévation rapide du niveau marin.

Les dépôts de pente équivalents aux Grès d'Annot ne sont pas connus. Cependant, l'étroitesse apparente de la marge et la présence de brèches andé-sitiques dans le synclinal de Saint-Antonin rendent vraisemblable l'hypothèse d'une alimentation terrigène grossière, impropre à édifier un talus continental important en période d'instabilité tectonique.

Interprétation des images sismiques des dépôts de pente :

La remobilisation des dépôts sur la pente continentale est d'autant plus importante que la surface des dépôts est inclinée, que la cohésion des matériaux est faible et que l'alimentation terrigène, cause de surcharge, est forte. Ces caractères sont associés aux différentes configurations de progradation observées en tête du système Cap-Ferret.

La dépression du Cap-Ferret débute par une zone de forte pente qui entraîne une remobilisation fréquente des matériaux : le talus continental

s'avance faiblement et les dépôts sont peu organisés. Inversement, au Sud de la dépression, la pente sédimentaire est plus douce et la remobilisation des dépôts moindre : le talus continental s'avance rapidement vers l'Ouest et les dépôts présentent une configuration de progradation plus régulière.

Par ailleurs, un parallèle est établi entre une configuration de progradation sigmoïde et une faible remobilisation, et réciproquement entre une configuration de progradation oblique et une forte remobilisation.

Dans le premier cas, la rupture de pente est douce, les strates continues, les chenaux assez permanents, les dépôts de "bottomset" peu épais.

Cette configuration est interprétée comme résultant d'apports suffisants (pour assurer la progradation), principalement sous forme de suspensions de particules fines (forte tranche d'eau). Celles-ci se piègent en grande partie sur le talus continental et sont peu remobilisées du fait d'un pouvoir de cohésion élevé et d'une faible vitesse de sédimentation. Leur mise en place ne s'effectue pas toutefois de façon uniforme : la présence de chenaux démontre l'existence d'une dynamique près du fond qui guide la dispersion des matériaux. Cela est mis en parallèle avec l'action actuelle de courants qui, dans l'axe du chenal du Cap-Ferret, limitent le dépôt des sédiments fins tendant, par contre, à draper les pentes.

Au contraire, dans le cas de configuration de progradation oblique, la rupture de pente est brutale, les strates discontinues, le talus fortement incliné est parcouru par de nombreux chenaux, et, vers l'aval, les dépôts de "bottomset" sont associés à des constructions turbiditiques. Ces caractères indiquent une remobilisation fréquente des dépôts de pente donnant ainsi naissance à des courants de turbidité qui entraînent les sédiments vers l'aval.

Rôle des chenaux de pente :

Bien que des surfaces d'érosion soient visibles sur la pente continentale, les chenaux qui la parcourent sont souvent des "chenaux de construction" caractérisés par de faibles dépôts dans leurs axes, par rapport aux dépôts latéraux. Ces chenaux, dont l'amplitude est maximale à mi-pente, se déplacent latéralement ; ils s'accroissent ou sont abandonnés en fonction des fluctuations des apports terrigènes et de la progradation de la marge.

Leur image sismique est donc très semblable à celle des chenaux bordés de levées sédimentaires ou de banquettes de débordement, mais l'existence de débordements turbiditiques dans la partie supérieure de la pente continentale est improbable. Je pense qu'il s'agit plutôt d'une érosion

mineure ou d'un non-dépôt dans l'axe de ces chenaux tandis que, latéralement, s'accumulent les sédiments transportés en suspension. Ces chenaux serviraient de collecteurs vers lesquels se dirigeraient les flux de matériaux, les sédiments en suspension et les glissements des flancs. Inversement, en bas de pente le réseau de drainage donne naissance à un chenal de distribution bordé de banquettes ou de levées sédimentaires, le flux de matériaux est alors dirigé vers l'extérieur du chenal.

Sur l'ensemble de l'appareil sédimentaire du Cap-Ferret, le passage entre ces deux types de chenaux s'effectue de façon progressive et il existe une continuité entre les dépôts de pente et ceux qui constituent l'éventail. Le talus continental joue un rôle de filtre vis-à-vis des apports terrigènes : ce sont surtout les sédiments déposés sur la pente, puis remobilisés par la gravité, qui participent à l'édification de l'éventail ainsi que, pour une moindre part, les matériaux fins transportés en suspension près du fond ; sur la pente, les sédiments plus cohésifs demeurent en place.

3.3 - Edification des appareils turbiditiques.

Tous les auteurs s'accordent sur l'idée qu'un appareil turbiditique résulte d'une succession d'écoulements gravitaires entraînant, selon des modalités propres à leur dynamique, une modification de la topographie du fond qui agit en retour sur la répartition des dépôts ; ainsi la rapidité d'évolution d'un appareil turbiditique est fonction du volume des apports terrigènes, tandis que son organisation faciologique et morphologique dépend de la nature des apports.

L'étude comparative de l'éventail du Cap-Ferret et de la série des Grès d'Annot montre que leurs différences notables sont la conséquence directe :

- d'une alimentation à prédominance silto-argileuse dans le cas de l'éventail du Cap-Ferret, induisant des courants de turbidité caractérisés par un développement vertical important et une haute efficacité de transport ;
- d'une alimentation à prédominance sableuse dans le cas des Grès d'Annot, induisant des courants de turbidité caractérisés par un faible développement vertical et une faible efficacité de transport.

Cela conduit à des modalités d'édification et d'évolution de ces deux appareils nettement distincts (tabl. 3).

	EVENTAIL DU CAP-FERRET	SERIE DES GRES D'ANNOT
CADRE GENERAL	Large bassin de drainage Plateau continental large	Proximité des reliefs Plateau continental étroit Activité tectonique
ALIMENTATION TERRIGENE	Importante Silto-argileuse Sableuse	
DYNAMIQUE DE MISE EN PLACE	Courants de turbidité de faible densité Suspensions uniformes	Courants de turbidité de haute densité
ORGANISATION DES DEPOTS	En fonction du cadre structural Remplissage complexe Dépôt en monticule Chenaux permanents Levées sédimentaires (dissymétrie des dépôts) Progradation des dépôts Sur les levées augmentation vers l'aval de la taille des grains. Faible décroissance dans les chenaux ?	
		Remplissage en "onlap" Chenaux éphémères Lobes gréseux Pas de progradation ? Décroissance rapide vers l'aval de la taille des grains et de l'épaisseur des bancs.

Tabl. 3 - Principaux caractères de l'éventail du Cap-Ferret et de la série des Grès d'Annot.

3.3.1 - La série des Grès d'Annot.

La série des Grès d'Annot correspond à des remplissages de dépressions. Cela est mis en relief par l'aspect général horizontal et parallèle des strates qui se terminent en "onlap" contre les flancs des dépressions limitant la dispersion des sédiments.

Cependant, la mise en place des Grès d'Annot ne s'effectue pas de façon uniforme.

- Le centre des dépressions est occupé par des dépôts plus grossiers en bancs plus épais, latéralement les dépôts s'affinent sans toutefois devenir uniquement argilo-gréseux.

- On note aussi des discordances internes (pincements de bancs, terminaisons en "onlap"), des formes en lentilles aplaties, et une organisation verticale en séquences négatives et positives impliquant des faciès de dépôt à caractère proximal et distal.

Cette organisation est interprétée comme le résultat d'un déplacement latéral incessant des axes de transport de part et d'autre du centre des dépressions, assurant ainsi l'étalement des dépôts.

Ceux-ci se mettent en place sous forme de "lobes" gréseux superposés et allongés suivant la direction de l'écoulement. Le centre des lobes est formé de turbidites sableuses de haute densité qui passent latéralement à des turbidites classiques (Tae).

Ces formes de dépôts et l'absence de chenaux permanents (tout au moins dans le secteur étudié : partie moyenne de l'appareil ?) démontrent que les Grès d'Annot sont déposés par des courants de turbidité ayant une faible efficacité d'érosion et de débordement. Il s'agit de courants de turbidité de haute densité chargés en sédiments grossiers car :

- leur forte densité minimise les processus d'érosion et d'entraînement des sédiments sur le fond, dus à la turbulence ;
- leur faible teneur en silts et argiles empêche leur croissance en hauteur ; leur étalement est donc limité par des reliefs de faible amplitude, et des dépôts de débordement, endiguant les chenaux, ne peuvent s'édifier.

En conséquence, les dépôts les plus épais se localisent le long des axes de transport ; après quelques coulées turbiditiques, les chenaux éphémères sont comblés, et l'axe de transport se déplace vers les zones dépressionnaires. Les assises massives de grès hétérogènes qui marquent ces axes se rencontrent jusqu'aux bords des paléo-dépressions, mais leur proportion

plus importante au centre montre que celui-ci demeure légèrement déprimé. Cela peut traduire une subsidence dans l'axe des dépressions ou une tendance des niveaux argilo-gréseux à draper les paléopentes.

Par ailleurs, la diminution rapide, d'amont en aval, de l'épaisseur des bancs, la faible dimension apparente des différents édifices et l'absence d'une évolution générale témoignant d'une progradation des dépôts sont autant de caractères associés à une faible efficacité de transport des courants de turbidité, due à la faible proportion de silts et d'argiles.

En résumé, la série des Grès d'Annot est un bon exemple d'appareil turbiditique dont l'alimentation terrigène, à prédominance sableuse, induit des courants de turbidité ayant une faible efficacité de transport ; les dépôts se mettent en place sous l'étroite influence de la topographie du fond et constituent des remplissages en "onlap" sous forme de lobes superposés très aplatés.

3.3.2 - L'éventail du Cap-Ferret.

Les processus dynamiques :

L'éventail du Cap-Ferret est éloigné des sources de matériaux détritiques grossiers ; l'alimentation terrigène, à dominante silto-argileuse, s'effectue par des courants de turbidité de moyenne à faible densité et par des apports directs en suspension. La géométrie des dépôts qui en résulte se caractérise par des formes de remplissage complexe fortement chenalisé et des dépôts en monticule.

En effet, si la distribution des turbidites est guidée par la topographie du fond, et en particulier par la dépression du Cap-Ferret, la nature silto-argileuse des apports terrigènes provoque la formation de courants de turbidité développés en hauteur (panache turbide) et comportant une faible charge solide près du fond ; de ce fait, les dépôts de débordement, constitués de suspensions fines au-dessus du fond, ont une grande importance par rapport à ceux issus de suspensions denses près du fond, limités aux chenaux. Par ailleurs, l'efficacité de transport est élevée car les sédiments sont fins et l'écoulement turbulent.

Ces conditions permettent la création de chenaux de transport, sièges de faibles dépôts, endigués par le développement de levées et de banquettes de débordement. Ces chenaux ont un caractère permanent car leur endiguement entraîne la canalisation des courants de turbidité et empêche leur comblement.

L'analyse des prélèvements superficiels montre que les chenaux sont le lieu des dépôts les plus grossiers, en lits silto-gréseux et gréseux d'épaisseur variable (décimétrique à millimétrique). Les levées et banquettes de débordement sont fréquemment recouvertes par les suspensions uniformes qui constituent les panaches turbides dont l'amplitude atteint au moins 500 m de hauteur ; le nombre de lits turbiditiques silteux, leur épaisseur (< 5 cm) et le taux de sédimentation, maximal à proximité du chenal, diminuent rapidement quand on s'en éloigne.

Sur la levée nord, parallèlement au chenal, la proportion de silts augmente et le taux de sédimentation décroît. J'interprète cela comme la conséquence d'une plus faible vitesse de déplacement des suspensions fines qui s'accumulent ainsi préférentiellement en amont, et d'une plus grande facilité de débordement, en aval, du fait de la diminution de l'amplitude de la levée.

Sur les reliefs élevés (reliefs structuraux), les dépôts mis en place par suspensions uniformes ("lutite flow", hémipélagites) sont peu importants.

Evolution des constructions sédimentaires :

Deux types d'évolution sont définis : une évolution progressive de la distribution des dépôts sous l'effet des modifications du modelé du fond et une évolution discontinue en fonction de la fluctuation des apports terrigènes, modulés par les variations du niveau marin.

Modification du modelé du fond.

Les chenaux se créent essentiellement par construction latérale. Ils s'individualisent par la formation de levées sédimentaires présentant une configuration en dunes hydrauliques qui se déplacent vers l'amont au cours du dépôt. Quand ces mécanismes se poursuivent, les chenaux s'approfondissent et les dépôts de débordement se mettent en place de façon plus uniforme, sous une configuration en feuillet et drapage de feuillets. L'encaissement des chenaux provoque la concentration des écoulements turbiditiques, leur capacité de débordement diminue ; en conséquence, les matériaux sont conduits plus loin en aval permettant ainsi la progradation de l'appareil.

Cependant, ces constructions s'effectuent de façon très dissymétrique par rapport aux chenaux. En effet, l'accélération complémentaire de CORIOLIS agit fortement sur les courants se déplaçant à faible vitesse et

dévie donc fortement vers la droite (dans l'hémisphère nord) les débordements turbiditiques ; ainsi se créent des accumulations sédimentaires sur la rive droite des chenaux qui, en retour, migrent vers la gauche.

L'organisation morphologique de l'éventail du Cap-Ferret résulte de ces processus.

Dans la dépression du Cap-Ferret, le déplacement du chenal est entravé par le relief sud Cap-Ferret ; les dépôts de débordement s'accumulent les uns sur les autres et donnent naissance à la "banquette nord".

Sur le glacis, quand les reliefs structuraux sont ennoyés, la topographie du fond, plus douce, favorise la migration rapide des chenaux. Dans la mégaséquence étudiée sont reconnus plusieurs plans de migration des chenaux qui laissent sur leur droite des levées se recouvrant partiellement. Ils soulignent les variations de l'influence relative des deux systèmes d'alimentation.

Le modelé actuel du fond montre la prédominance du système Cap-Ferret. La grande "levée nord" résulte du déplacement vers le Sud du chenal du Cap-Ferret ; d'abord rapide au Pliocène, la migration se ralentit du fait de l'accentuation de la courbure du chenal au débouché de la dépression du Cap-Ferret et de l'influence antagoniste du chenal de Capbreton-Santander. Cela a accru l'amplitude de la levée et son développement vers l'aval s'est accéléré.

L'ensemble des dépôts prograde vers l'Ouest et les dépôts à caractère distal sont progressivement recouverts par des dépôts d'axe de chenaux et de levées latérales associées.

Dans la zone de confluence centrale, l'interférence des différents chenaux d'alimentation crée une topographie complexe et donne, en particulier, naissance au chenal nord, indépendant des précédents, soulignant ainsi la discontinuité du système de drainage.

Fluctuations des apports terrigènes.

A la modification progressive de la morphologie du fond, du fait d'une répartition inégale des dépôts, s'ajoutent les effets des fluctuations du climat et du niveau marin. L'analyse des sédiments superficiels et celle des données sismiques sont concordantes, elles montrent l'opposition entre deux dynamiques sédimentaires.

- En période de haut niveau marin relatif, les apports terrigènes sont faibles et les sédiments sont, en grande partie, piégés sur la pente continentale ; ceux qui parviennent en pied de pente édifient des levées sédimentaires de faible amplitude se développant à proximité des chenaux qui migrent rapidement ;

- En période de bas niveau marin relatif, les apports terrigènes à l'océan sont plus directs ; les dépôts de pente sont instables et créent des courants de turbidité d'énergie suffisante pour déborder largement sur les levées et banquettes sédimentaires, entraîner les sédiments assez loin vers l'aval et empêcher la migration des chenaux.

En résumé, l'édification de l'éventail du Cap-Ferret résulte d'une alimentation terrigène silto-argileuse importante concentrée par la dépression structurale du Cap-Ferret. Une grande part de sédiments est mise en place sous forme de dépôts de débordement sur lesquels l'accélération complémentaire de Coriolis agit très fortement.

3.4 - Les modèles d'éventails subaquatiques - Application à l'exploration pétrolière.

3.4.1 - Classification des éventails subaquatiques.

L'éventail du Cap-Ferret et la série des Grès d'Annot ne sont que deux exemples d'appareils turbiditiques parmi d'autres, mais leur étude comparative démontre que leurs différences (tabl. 3), induites par un cadre général distinct, sont principalement liées à une alimentation terrigène à prédominance respectivement silto-argileuse et sableuse.

L'importance de la nature des apports sur l'organisation des éventails modernes ou anciens a déjà été évoquée par différents auteurs. C'est ainsi que NORMARK (1970a, 1978) explique la différence entre les éventails actuels à "suprafan" (alimentés en sable) et ceux dépourvus de "suprafan" (alimentés en silts et argiles), ces derniers étant souvent associés à un delta qui piège les sédiments grossiers. De même pour les séries anciennes, MUTTI et RICCI LUCCHI (1972-1975) lient leur modèle à une alimentation terrigène très riche à la fois en sédiments grossiers et en silts et argiles qui assurent une haute efficacité de transport ; au contraire, le modèle de WALKER (1975-1978) correspondrait à des apports à prédominance sableuse.

Le tableau ci-après montre la place des deux exemples étudiés parmi ces différents modèles.

La série des Grès d'Annot peut être rapprochée du modèle de NORMARK et de son équivalent ancien, le modèle de WALKER.

SERIE GRES D'ANNOT

EVENTAIL DU CAP-FERRET

NATURE DES APPORTS		SABLEUX	SABLEUX ET SILTO-ARGILEUX	SILTO-ARGILEUX
EFFICACITE DE TRANSPORT		FAIBLE	HAUTE	
MODELES OU EQUIVALENTS	ACTUEL	NORMARK 1970 à 1978	?	BENGALE SAINT LAURENT
	ANCIEN	WALKER 1975, 1978	MUTTI et RICCI LUCCHI 1972-1975	?

Tabl. 4 - Place de l'éventail du Cap-Ferret et de la série des Grès d'Annot par rapport aux différents modèles d'éventails subaquatiques.

L'éventail du Cap-Ferret se caractérise, par rapport aux Grès d'Annot, par une plus grande efficacité de transport, mais il semble peu probable que des corps gréseux importants ("outer fan lobes") se soient déposés sur la partie distale de l'appareil. Il diffère donc du modèle de MUTTI par une alimentation terrigène ne comportant pas de sédiments sableux en assez grande quantité pour construire des lobes sableux ; ainsi il se rapproche des éventails dépourvus de suprafan tels ceux du Bengale ou du Saint-Laurent.

A ma connaissance, de tels appareils ne sont pas décrits à l'affleurement et, inversement, le modèle de MUTTI et RICCI LUCCHI n'a apparemment pas d'équivalent actuel.

Ainsi, malgré la disparité des données disponibles, on peut proposer une classification des accumulations turbiditiques basée sur la proportion, au sein des apports terrigènes, entre les sédiments grossiers (sables, graviers) et les sédiments fins (silts, argiles). En effet, cette proportion conditionne les mécanismes de mise en place des dépôts et donc l'organisation morphologique et faciologique des accumulations.

Schématiquement, quatre types pourraient être distingués (fig. 86).

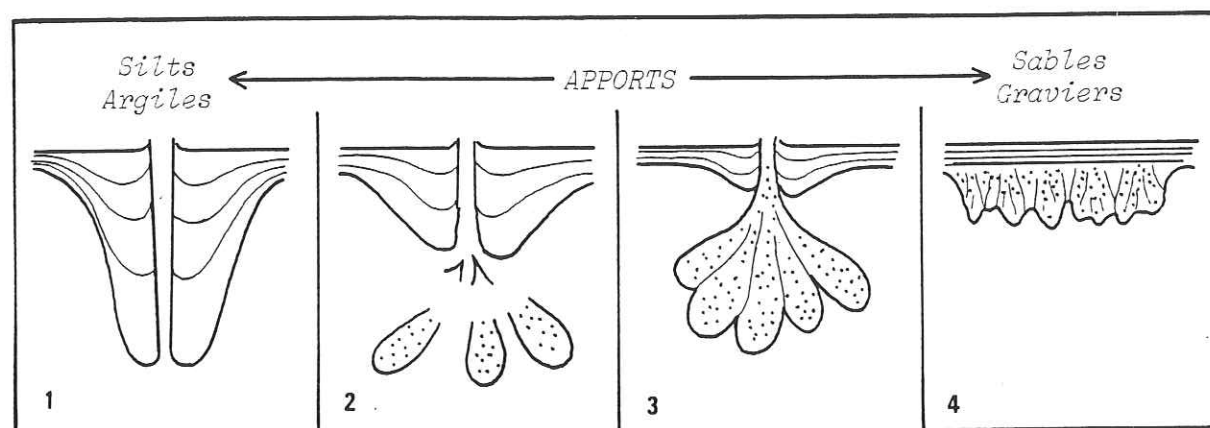


Fig. 86 - Proposition de classification des accumulations turbiditiques selon la nature des apports terrigènes.

- *Type 1* : les apports terrigènes sont presque exclusivement silto-argileux. Les courants de turbidité de forte amplitude et haute mobilité édifient des accumulations en monticule, formées principalement par des dépôts de débordement distribués par des chenaux permanents. L'endiguement des chenaux favorise la croissance longitudinale de ce type d'accumulation.

- *Type 2* : les apports terrigènes, bien qu'à prédominance silto-argileuse, comportent une proportion notable de sables. Ceux-ci, transportés par des courants de turbidité de haute mobilité, ne se déposent, sous forme de lobes, que dans la partie inférieure des accumulations, à l'aval des chenaux de distribution bordés de levée.

- *Type 3* : les apports sont à dominante sableuse. La zone des chenaux permanents est réduite et les accumulations s'effectuent surtout sous forme de lobes non chenalisés. La croissance se fait de façon radiale et la moindre mobilité des courants de turbidité conduit à une continuité de dépôt entre les remplissages de chenaux et les lobes gréseux.

- *Type 4* : les apports sont très grossiers. Les accumulations se forment à partir d'écoulements en masses, granulaires ou de courants de turbidité de très haute densité ; elles sont constituées de cônes de pied de pente, coalescents et dépourvus de chenaux de distribution.

Ces quatre types peuvent être plus ou moins directement associés à des contextes morpho-structuraux distincts.

- Du *type 1*, sont rapprochés les éventails subaquatiques développés sur les talus et glacis de marges continentales stables. L'éventail du Cap-Ferret, celui du Saint-Laurent sont de ce type. De même, les éventails liés à de grands fleuves (Amazone, Mississippi, Nil, Bengale...), dont les deltas piègent une forte proportion de sédiments grossiers, pourraient être associés à ce premier type. Cependant, le déplacement des chenaux de delta paraît, dans ce cas, conduire à une division rapide des chenaux de distribution et à une croissance plus radiale des appareils. De plus, de tels éventails sont susceptibles d'être alimentés en sédiments sableux lors des phases de bas niveau marin, ce qui permettrait de les rapprocher du deuxième type.

- Le *type 2* est basé sur le modèle de MUTTI et RICCI LUCCHI. Il s'agirait alors d'accumulations se développant en période d'activité orogénique, dans des bassins en voie de comblement, cela favorisant une forte alimentation à la fois sableuse et silto-argileuse.

- Le *type 3* est plus conforme au modèle de NORMARK ; les dépôts s'effectuent principalement au niveau du glacis ou dans des bassins assez étroits de marges continentales accidentées.

- Le *type 4* est une forme extrême très directement contrôlée par l'activité tectonique du bassin de dépôt ; des appareils turbiditiques de la mer du Nord en sont un exemple.

Cette classification proposée est très schématique et elle nécessiterait d'être précisée par des études complémentaires, en particulier sur la dynamique de mise en place et l'agencement des lobes de dépôt. Toutefois, l'établissement d'une telle classification permettrait de ne pas considérer chaque appareil reconnu comme un modèle en tant que tel, mais de le décrire en fonction de formes de dépôt caractéristiques et de dégager ainsi les particularités propres à l'environnement de dépôt analysé et à son évolution dans le temps.

3.4.2 - Application à l'exploration pétrolière.

Dans le cas d'appareil du type Cap-Ferret, la prédominance des apports silto-argileux est à priori défavorable à la formation de réservoirs conséquents. Si, dans l'axe des chenaux, les dépôts sont plus grossiers, il s'agit de bancs discontinus, de sables silteux et de silts, ayant une faible épaisseur. Néanmoins, en l'absence de contrôle direct par forage, on ne peut extrapoler avec certitude les observations superficielles à l'ensemble de

l'appareil et donc exclure la possibilité que des réservoirs puissent exister, en aval de l'appareil, par élutriation des sédiments fins qui tendent à se déposer préférentiellement en amont.

Un éventail du type Annot présente un potentiel pétrolier beaucoup plus grand. Les réservoirs, grès hétérogènes et homogènes (turbidites de haute densité), sont importants et le piégeage des hydrocarbures peut être assuré :

- par la terminaison des bancs en biseau entre les flancs des paléo-dépressions,
- par la forme en lobe des dépôts gréseux,
- par leur couverture par des assises de turbidites fines.

La zone la plus favorable se situe en amont (chenal principal d'alimentation) où les bancs gréseux sont les plus épais et amalgamés, la migration des hydrocarbures, depuis la roche-mère argileuse en aval, pouvant s'effectuer par l'intermédiaire des turbidites classiques (Tae, Tbe...) de grande continuité.

Il importe donc, dans le cadre de l'exploration pétrolière des marges continentales, de bien distinguer ces deux types d'appareils turbiditiques.

Un appareil de type Cap-Ferret est reconnaissable par l'ampleur des levées sédimentaires. Il faudra dans ce cas, à travers l'analyse du cadre régional, s'assurer que l'alimentation terrigène est dépourvue de sédiments grossiers avant d'exclure définitivement l'existence de réservoirs sous forme de remplissages de chenaux ou de lobes de dépôt.

Un appareil du type Annot est plus difficile à identifier en raison de l'absence de chenaux permanents et des faibles contrastes topographiques de la surface de dépôt ; de tels dépôts peuvent être confondus sur section sismique avec des remplissages "calmes" par des turbidites fines. Toutefois, sur des sections sismiques de haute résolution, les dépôts turbiditiques gréseux devraient se marquer par une moindre continuité des réflecteurs, par des variations rapides du faciès sismique en particulier perpendiculairement à l'axe des remplissages, et par l'absence presque totale de drapage des reliefs.

C'est surtout sur les appareils actuels, pourvus d'un "suprafan" donc de corps gréseux, qu'il convient d'orienter les recherches. En effet, les études de subsurface démontrent l'existence de réservoirs potentiels, et les dépôts équivalents enfouis, susceptibles de contenir des gisements d'hydrocarbures, sont très peu explorés. Leur reconnaissance, à l'aide de profils sismiques haute résolution, étayée par des forages profonds, permettrait de mieux appréhender l'organisation des dépôts et de vérifier la correspondance entre des séries fossiles du type Annot et ces appareils.

4 - DEVELOPPEMENTS FUTURS

La sédimentation turbiditique, dynamique prépondérante dans les mécanismes de mise en place des sédiments terrigènes sur les marges continentales, présente des aspects très variés dont seulement quelques uns ont été abordés dans ce travail. Je soulignerai ici quelques axes de recherches qui me paraissent les plus intéressants à suivre.

- Les écoulements gravitaires ne peuvent être observés en vraie grandeur et leur dynamique est encore mal connue. Il conviendrait donc de développer les expériences en laboratoire permettant de visualiser et de quantifier les processus dynamiques qui, par leur diversité, déterminent celle des structures et de l'agencement des dépôts turbiditiques.

- De nombreux appareils turbiditiques ont été étudiés, tant dans le milieu marin actuel qu'au sein de séries anciennes, et plusieurs "modèles" distincts sont souvent cités en référence. Plutôt que d'opposer les exemples actuels et anciens, ou ne décrire les appareils turbiditiques qu'en fonction de deux ou trois "modèles" classiques, il m'apparaît utile d'effectuer une étude comparative des diverses formes de dépôt reconnues, en tenant compte des différences, imposées par des méthodes d'approche distinctes. Ceci doit permettre d'établir une classification descriptive et surtout génétique des appareils turbiditiques, en fonction de la pluralité des facteurs qui conditionnent leur développement.

- Les observations de séries turbiditiques anciennes apportent des informations complémentaires à celles faites sur les appareils turbiditiques actuels. Afin de pouvoir identifier des dépôts turbiditiques gréseux en place, à partir de données sismiques ou de logs de forages, il est nécessaire de poursuivre l'analyse de tels dépôts à l'affleurement. Inversement, il serait utile de reconnaître à l'affleurement, à la lumière des connaissances acquises sur le domaine marin actuel, des appareils turbiditiques où prédomine une sédimentation silto-argileuse.

- C'est surtout sur les appareils modernes, ou enfouis sous les marges continentales actuelles, et qui peuvent être reconnus dans leur intégralité, qu'il conviendrait d'orienter les recherches, et ceci à l'aide des diverses techniques d'investigations disponibles.

. La sédimentation turbiditique est très directement influencée par la topographie du fond et, réciproquement, elle constitue des accumulations sédimentaires ayant des organisations morphologiques très variées. Poursuivre la reconnaissance bathymétrique des fonds océaniques et affiner les techniques d'analyse morphologique, afin de dégager les informations contenues dans le modelé du fond, est donc une voie de recherche à développer.

. Les données recueillies sur les appareils turbiditiques actuels n'intéressent souvent que les dépôts superficiels. Accroître leur reconnaissance sismique permettrait d'appréhender la diversité de leur organisation interne et de leurs modalités d'évolution au cours du temps. Mais il est nécessaire d'étayer l'interprétation des données sismiques par des données de forages. En particulier l'apport considérable des données sismiques pour la compréhension des processus d'édification de l'éventail du Cap-Ferret, serait grandement valorisé si l'on pouvait établir, par la réalisation de quelques forages, un lien direct entre les unités de faciès sismiques et des unités lithologiques.

° °
°

- BIBLIOGRAPHIE -

- ALLEN J.R.L. (1971)
Mixing at turbidity heads and its geological implications.
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla. vol.41, p. 97-113.
- ALLEN G.P., CASTAING P. (1977)
Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne.
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine n° 21, p. 255-260,
1 carte couleur h.t.
- ALLEN G.P., CASTAING P., KLINGEBIEL A. (1971)
Preliminary investigation of the surficial sediments in the Capbreton Canyon (Southwest France) and the surrounding continental shelf.
Mar. Geology, Amsterdam, vol. 10, p. M27-M32.
- ALVINERIE J. (1969)
Contribution sédimentologique à la connaissance du Miocène aquitain. Interprétation stratigraphique et paléogéographique.
Thèse Sc. Nat., Bordeaux n° 218, 404 p.
- ALVINERIE J., DUCASSE O., GAYET J. et Coll. (1978)
Contribution à la connaissance du Cénozoïque du Golfe de Gascogne : étude du forage off shore d'Antarès 101.
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 24, p.179-188.
- ALVINERIE J., PRATVIEL L., VEILLON M., VIGNEAUX M. (1974)
Le Cénozoïque profond de la plateforme continentale dans la partie centrale du Golfe de Gascogne.
IIème Coll. Internat. Exploit. Océans, Bordeaux, Oct.1974,
vol.2, Bx 135, 8 p.
- ATLAS de Géologie du Bassin d'Aquitaine (1974)
B.R.G.M., ELF/Re ; ESSO-REP, S.N.P.A.
Publ. Bur. Rech. Géol. Min. Orléans, 27 pl., 1 carte.
- AUFFRET G.A., PASTOURET L. (1979)
Upper cretaceous to quaternary sedimentary processes in the bay of Biscay from textural, mineralogical and coarse fraction studies.
In : Montadert L., Roberts D.G. et al, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 48 : Washington (U.S. Government Printing Office), p.791-818.
- BAGNOLD R.A. (1962)
Auto-suspension of transported sediment ; turbidity currents.
Roy. Soc. London Proc., Ser. A, vol.265, p.315-319.
- BAKER E.T. (1976)
Temporal and spatial variability of the bottom nepheloid layer over a deep-sea fan.
Mar. Geology, Amsterdam, vol. 21, p.67-69.

- BARUSSEAU J.P. (1973)
Evolution du plateau continental rochelais (Golfe de Gascogne)
au cours du Pleistocène terminal et de l'Holocène.
Les processus actuels de la sédimentation.
Thèse Sc. Nat., Bordeaux I, n° CNRS 9124, 363 p.
- BEAUDOIN R., CAMPREDON R., COTILLON P., GIGOT P. (1975)
Alpes méridionales françaises ; reconstitution du bassin
de sédimentation.
IXème Congr. Internat. Sédim. Nice 1975, Exc.7, 221 p.
- BELLAICHE G., DROZ L., ALOISI J.C., GOT H., MONACO A. (1980)
L'éventail sous-marin profond du Rhône : carte bathymétrique
au 1/250 000ème.
Vie et Milieu, Banyuls-sur-Mer, 30 (1), p.11-13.
- BELLAICHE G., DROZ L., ALOISI J.C. et Coll. (1981)
The Ebro and the Rhône deep-sea fans : first comparative study.
Mar. Geology, Amsterdam, vol.43, 3/4, p. M75-M85.
- BERGGREN W.A. (1972)
Late Pliocene-Pleistocene glaciation.
In : Laughton A.S., Berggren W.A. et al, Initial Report of the
Deep-Sea Drilling Project, vol.XII, Washington (U.S. Government
Printing Office), p. 953-963.
- BERGGREN W.A., BURCKLE L.H. CITAM B. et Coll. (1980)
Towards a Quaternary time scale.
Quaternary research, New-York, vol.13, n° 3, p.277-302.
- BERTHOIS L. (1978)
Pratique de la bathymétrie. 5ème partie : levés bathymétriques
utilisant l'appareillage multifaisceau "sea-beam".
Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, Bordeaux, n° 23, p.55-126.
- BERTRAND J.P. (1977)
In Séminaire "Sédimentation turbiditique", Annot-Peira Cava
(région de Nice), 5-9 Mai 1980, Livret Guide, Ec.Nat. Pétroles
et Moteurs, Rueil-Malmaison.
- BIDET J.C. (1975)
Etude géologique du Quaternaire terminal du Canyon du Cap-Ferret.
Thèse 3ème Cycle. Géologie environnement, Université de Bordeaux I,
n° 1234, 151 p.
- BLANPIED Ch. et STANLEY D.J. (1981)
Uniform mud (Unifite) deposition in the Hellenic Trench,
Eastern Mediterranean.
Smithsonian Cont. to Mar. Sc., Washington, n°13, 40 p.
- BODELLE J. (1971)
Les formations nummulitiques de l'Arc de Castellane.
Thèse de Sc. Nat., Univ. Nice, n° CNRS A.O. 5.183, 581 p
- BOILLOT G. (1964)
Géologie de la Manche occidentale.
Annales de l'Institut océanographique, Paris, t.XLII, fasc.1, 220 p.

- BOILLOT G., DUPEUBLE P.A., LAMBOY M., d'OZOUVILLE L., SIBUET J.C. (1971)
Structure et histoire géologique de la marge continentale au
Nord de l'Espagne (entre 4° et 9° W).
Coll. Hist. Struct. Golfe de Gascogne, t.II, vol.6, p.1-52,
Ed. Technip, Paris.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P.A., HENNEQUIN-MARCHAND I et Coll. (1973)
Carte géologique du plateau continental nord-espagnol entre
le canyon de Capbreton et le canyon d'Aviles.
Bull. Soc. Géol. France, Paris, (7), t.XV, n°3, p.367-391.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P.A. and MALOD J. (1979)
Subduction and tectonics on the continental margin off
northern Spain.
Mar. Geology, Amsterdam, vol. 32, p. 53-70.
- BOILLOT G., LEFORT J.P., BOUYSSÉ Ph. (1976)
Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne
et notice explicative.
Edition du Bur. Rech. Géol. Min., Paris.
- BOUMA A.H. (1962)
Sedimentology of some flysch deposits.
Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOUMA A.H. (1982)
Submarine canyon-fan systems in a diapirically controlled area,
Gulf of Mexico.
In : Environnements sédimentaires de l'Atlantique Nord au
Quaternaire, Actes Coll. Internat. C.N.R.S., Bordeaux, 1981.
Bull. Inst. Géologie du Bassin d'Aquitaine, n° 31-32, p.111-125.
- BOUMA A.H., HOLLISTER C.D. (1973)
Deep Ocean basin sedimentation. Turbidites and deep water
sedimentation.
Soc. econ. Paléont. Miner. Pacific Section, Short course,
Anaheim, Tulsa Okla., p.79-118.
- BOUSSAC J. (1912)
Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin.
Mem. Serv. Cartes Geol. France. Paris, 662 p.
- CAHUZAC B. (1980)
Stratigraphie et paléogéographie de l'Oligocène au Miocène moyen
en Aquitaine sud-occidentale.
Thèse 3ème Cycle, Bordeaux I, n° 1463, 2 t., 674 p.
- CAMPREDON R. (1977)
Formations paléogènes des Alpes Maritimes franco-italiennes.
Mem. Soc. Géol. France, Paris, hors série n° 9, 198 p.
- CARALP M. (1971)
Les foraminifères planctoniques du Pleistocène terminal
dans le Golfe de Gascogne. Interprétation biostratigraphique
et paléoclimatique.
Thèse Sc. Nat. Univ. Bordeaux I, n°333, 189 p.

- CARALP M., DUPRAT J., MOYES J., PUJOL C. (1974)
La stratigraphie du Pleistocène supérieur et de l'Holocène dans le Golfe de Gascogne : essai de synthèse des critères actuellement utilisables.
Boreas, Oslo, vol.3, p.35-40.
- CARALP M., GROUSSET F., MOYES J. et Coll. (1982)
L'environnement confiné du Golfe de Gascogne avant le maximum glaciaire.
In : Environnement sédimentaire de l'Atlantique nord au Quaternaire. Coll. Internat. C.N.R.S. Bordeaux 1981 ;
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 31-32, p.411-422
- Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne (1974)
Echelle 1/500 000 dressée par L. Berthois, dessinée par D.P.Equer, publ.C.N.E.X.O.
- CASTAING P. (1970)
Contribution à l'étude sédimentologique des terrasses fluviatiles du Bordelais. Relations avec le sable des Landes.
Thèse de 3ème Cycle, Bordeaux, n° 736, 127 p.
- CASTAING P., KLINGEBIEL A., LEGIGAN Ph. (1974)
Critères géologiques de prospection et détermination de l'importance et de la qualité des gisements sous-marins d'agrégats dans le Golfe de Gascogne.
IIème Coll. Internat. Exploit. Océans, Bordeaux, oct.1974, vol.2, Bx 102, 12 p.
- CASTAING P., PHILIPPS I., WEBER O. (1982)
Répartition et dispersion des suspensions dans les eaux du plateau continental aquitain.
Oceanologica Acta, Paris, vol.5, n° 1, p.85-96.
- CLEARY W.J., CONOLLY J.R. (1974)
Hatteras deep-sea fan.
J. Sedim. Petrol, Tulsa Okla., vol 44, n° 4, p.1140-1154.
- CLEARY W.J., PIKLEY O.H., AYERS M.W. (1977)
Morphology and sediments of three ocean basin entry points, Hatteras abyssal plain.
J. Sedim. Petrol, Tulsa Okla., vol.47, n° 3, p. 1157-1170.
- CONNORT A., ODISHOV A. (1978)
Etude de l'éventail sédimentaire subaquatique de la région de Peira-Cava.
Dipl. Ec. Nat. Sup. Pétroles et Moteurs, Rueil-Malmaison, réf. 26362, 140 p.
- COOK H.E. (1979)
Generation of debris flow and turbidity current flows from submarine slides.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Tulsa Okla., vol.63/3, p.435.
- COUMES F., CREMER M., GAIRAUD H. et Coll. (1981)
Etude Cap-Ferret - Interprétation de la sismique HR.
Rapport de Phase n° 1.C.E.P.M., Paris, Réf. SNEAP GED/CEG n° 1.1734, Mars 1981, 25 p. + annexe.

- COUMES F., FROIDEFOND J.M., NAUDIN J.J., PRUD'HOMME R. (1979)
Etude des éventails détritiques profonds du Golfe de Gascogne. Analyse géomorphologique de la carte bathymétrique du Canyon de Cap-Ferret et de ses abords.
Bull. Soc. Géol. France (7), Paris, T XXI, n° 5, p.563-568.
- COUTELLIER V. (1982)
Intérêt économique des deep-sea fans actuels et fossiles.
Diplôme d'études approfondies de Géotectonique, Opt.Géol. mar. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 50 p.
- CREMER M. (1981)
Distribution des turbidites sur l'éventail du Canyon du Cap-Ferret.
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 30, p.51-69.
- CREMER M. (1982)
Sédimentation quaternaire de l'éventail subaquatique du Cap-Ferret.
In : Environnements sédimentaires de l'Atlantique Nord au Quaternaire. Actes Coll. Internat. C.N.R.S., Bordeaux 1981.
Bull. Inst. Géol. du Bassin d'Aquitaine n° 31-32, p.73-88.
- CREMER M., DUPRAT J., GONTHIER E. et Coll. (1981)
Analyse des données de l'opération Seafer II.
Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 32 p. + annexes.
Rapp. inédit.
- CREMER M., FAUGERES J.C., POUTIERS J. (1982)
Les glaciaires continentaux de marge stable : morphologie et dynamique sédimentaire, évolution au Quaternaire récent.
Bull. Soc. Géol. France, Paris, 7ème série, t.XXIV, n° 3, p.433-446.
- CREMER M., RAVENNE Ch. (1981)
Série des Grès d'Annot, rapport de fin de missions, premiers résultats.
Rapp. Inst. Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, réf.28915, 51 p.
- CREMIERE P., DESERCES R., KLINGEBIEL A., MURAUOUR P. (1973)
Les prolongements sous-marins du réseau hydrographique du Bas-Adour sur le plateau continental.
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 13, p.101-109.
- CURRAY J.R., MOORE D.G. (1971)
Growth of the Bengale deep-sea fan and denudation in the Himalaya.
Geol. Soc. Am.Bull., Tulsa Okla., vol.82, p.563-572.
- CURRAY J.R., MOORE D.G. (1974)
Sedimentary and tectonic processes in the Bengale deep-sea fan and geosyncline.
In : C.A. Burk and C.L. Drake (edit.) Continental Margins, Springer-Verlag, New-York, p. 617-627.
- DALY R.A. (1936)
Origin of submarine Canyons.
Am. J. Sci., New-Haven, Ser. 5, 31, p. 401-420.

- DAMOTTE B., DEBYSER J., MONTADERT L., DELTEIL J.R. (1969)
Nouvelles données structurales sur le Golfe de Gascogne
obtenues par sismique réflexion "Flexotir".
Rev. Inst. Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, XXIV-9,
p.1029-1060.
- DAMUTH J.E. (1975)
Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its
relationship to the dispersal and distribution of terrigenous
sediments.
Mar. Geology, Amsterdam, vol. 18, p.17-45.
- DAMUTH J.E. (1977)
Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic.
Geol. Soc. Am. Bull., Boulder Col. vol.88, p.685-710.
- DAMUTH J.E., EMBLEY R.W. (1979)
Upslope flow of turbidity currents on the north west flank
of Ceara Rise : western equatorial Atlantic.
Sedimentology, Oxford, vol.26, n° 6, p.825-834.
- DAMUTH J.E., EMBLEY R.W. (1981)
Mass-transport processes on Amazon cone, western equatorial Atlantic.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.65, n°4, p.629-643.
- DAMUTH J.E., KUMAR N. (1975)
Amazon cone : morphology, sediments, age, and growth pattern.
Geol. Soc. Am. Bull., Boulder col. vol.86, p.863-878.
- DEBELMAS J. (1974)
Géologie de la France.
t.1, Vieux massifs et grands bassins sédimentaires, p.1-293.
t.2, Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays, p.296-540.
- DEREGNAUCOURT D. (1981)
Contribution à l'étude géologique du Golfe de Gascogne.
Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris VI, 207 p.
- DEREGNAUCOURT D., BOILLOT G. (1982)
Structure géologique du Golfe de Gascogne.
Bull. du Bur. de Rech. Géol. min., Ed. B.R.G.M., Orléans,
2ème série n° 3, p. 149-178.
- DOW W.G. (1979)
Petroleum source beds on continental slopes and rises.
In : Geological and geophysical investigations of continental margins.
Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 29, Tulsa Okla., p.423-442.
- DRAKE D.E., KOLPACK R.L., FISHER P.J. (1972)
Sediment transport on the Santa-Barbara-Oxnard shelf,
Santa-Barbara channel, California.
In : Shelf sediment transport : process and pattern.
Dowden, Hutchinson and Ross (Stroudsburg, Penn.), p.307-331.

- DUBREUILH J. (1976)
Contribution à l'étude sédimentologique du système fluviatile
Dordogne-Garonne dans la région bordelaise. Les ressources en
matériaux alluvionnaires du département de la Gironde.
Thèse Univ. Bordeaux I, n° 91, 273 p.
- DUBOSCQ B. (1977)
Etude pétrographique des alluvions pléistocènes des bassins
inférieurs de l'Adour et de la Nive. Relations avec le littoral
et le plateau continental.
Thèse 3ème Cycle, Bordeaux I, n° 1394, 182 p.
- DUCASSE O., PEYPOUQUET J.P. (1979)
Cenozoïc ostracodes : their importance for bathymetry,
hydrology and biogeography.
In : Montadert L., Roberts DG. et al, Initial Reports of
the deep sea drilling project, vol. 48 : Washington (U.S. Govern-
ment Printing Office), p. 343-364.
- DUPEUBLE P.A., LAMBOY M. (1979)
Le plateau continental au Nord de la Gallice et des Asturies ;
premières données sur la constitution géologique.
C.R. Acad. Sc. Paris, D. 259, p. 548-551.
- DUPLANTIER F. (1976)
Etude sédimentologique de la zone côtière et du proche
plateau continental de la région de Capbreton. Paléographie
et évolution actuelle.
Thèse 3ème cycle, Bordeaux I, n° 1329, 131 p.
- DUPLESSY J.C. (1978)
Isotope studies.
In : Climatic changes, J. Gribbin ed. Cambridge Univ. Press, p.46-67.
- DUPOUY-CAMET J. (1952)
Recherches structurales sur les accidents triasiques du
Sud-Ouest de l'Aquitaine.
Bull. Carte Géol. Fr., Paris, t.XLIX, n° 233, p.249-537.
- DZULINSKI S., KSIAZKIEWICZ M., KUENEN Ph.H. (1959)
Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains.
Geol. Soc. Am. Bull. Boulder col. vol. 70 p.1089-1118.
- DZULINSKI S. et SANDERS J.E. (1962)
Currents marks on firm mud bottoms.
Trans. Connecticut Acad. Arts Sc., New Haven, vol.42, p.57-96.
- DZULINSKI S., WALTON E.K. (1965)
Sedimentary features of flysch and greywackes.
Elsevier Amsterdam, 247 p.
- EITTREIM S., EWING M. (1972)
Suspended particulate matter in the deep waters of the
North American Basin, in studies in Physical Oceanography
Gordon and Breach, New-York, p.123-168.

- EMBLEY R.W., LANGSETH M.G. (1977)
Sedimentation processes on the continental rise of north-eastern South America.
Mar. Geology, Amsterdam, vol. 25, p. 279-297.
- EMILIANI C. (1972)
Quaternary hypsithermals.
Quaternary Research, New-York, vol 2, p.270-273.
- EMMEL F.J. CURRAY J.R. (1981)
Channel piracy on the lower Bengal Fan.
Geo. Marine Letters, Stroudsburg.Penn., vol.1, p.123-127.
- ERICSON D.B., EWING L., HEEZEN B.C. (1952)
Turbidity currents and sediments in North Atlantic.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.36, n° 3, p.489-511.
- ESQUEVIN J., CHENNAUX G. (1981)
Etude géochimique d'échantillons de la Campagne Seafer II (off shore Golfe de Gascogne). Rapport SNEAP, Pau, Réf.GEO LAB PAU n° 20/81 RS, 8 p. + annexes.
- EWING M., ERICSON D.B., HEEZEN B.C. (1958)
Sediments and topography of the gulf of Mexico.
in : Habitat of oil, L.G. Weeks ed
Am. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa Okla., p.995-1053.
- FABRE A. (1939)
Description géologique des terrains tertiaires du Médoc et essai sur la structure tectonique du département de la Gironde.
Bordeaux, Drouillard, 534 p.
- FAUGERES J.C., CREMER M., GONTHIER E., NOEL M. (1983)
Calcareous clayey-silty muds in Obock trough (Gulf of Aden) during the late Quaternary : hemipelagites of fine grained turbidites ?
In : Deep-water fine grained sediments : processes and facies ; Stow D.A.V. et Piper D.J.W. ed. Geol. Soc. London Spec. Publ., à paraître.
- FAUGERES J.C., GAYET J., GONTHIER E., et Coll. (1979)
Evolution de la sédimentation profonde au Quaternaire récent dans le Bassin nord-atlantique : corps sédimentaires et sédimentation ubiquiste.
Bull. Soc. Géol. France, Paris, t. XXI, n° 5, p.585-601.
- FAUGERES J.C., GONTHIER E.
Late Quaternary sediments on the Sukra continental margin : dynamic processes deduced from lithology, sedimentary structures and grain size parameters.
Sedimentology, Oxford, à paraître.
- FIELD M., PILKEY O. (1971)
Deposition of deep sea sands : comparaison of two areas of the Carolina continental rise.
J. Sedim. Petrol. Tulsa Okla., vol. 41, p.526-536.

- FISHER A.G., ARTHUR M. (1971)
Secular variations in the pelagic realm.
In : Deep-water carbonate environments, H.E. Cook and P.Enos ed.
Spec. Publ. Soc. Econ. Paléont. Miner. Tulsa Okla., n° 25, p.19-50.
- FOREL F.A. (1887)
Le ravin sous-lacustre du Rhône dans le Lac Léman.
Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat., 23, p. 85-107.
- FRAPPA M., MARTIN G. (1975)
Golfe de Gascogne. Eléments pour une proposition d'histoire structurale.
Thèse Sc. Nat., Bordeaux, n° 477, 444 p.
- FRITZ S.J., PILKEY O.H. (1975)
Distinguishing bottom and turbidity current coarse layers on the continental rise.
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., vol.45, n° 1, p.57-62.
- GALLOWAY W.E., BROWN L.F. (1973)
Depositional systems and shelf-slope relations on cratonic basin margin. Uppermost Pennsylvanian of north-central Texas.
Am.Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.57, p.1185-1218.
- GAYET J. (1980)
L'ensemble des environnements oligocènes nord-aquitains : un modèle de plate-forme marine stable à sédimentation carbonatée.
Thèse Sc. Nat. Bordeaux I, n° 676, 2 t., 522 p.
- GENNESSEUX M., GUIBOUT P., LACOMBE H. (1971)
Enregistrement de courant de turbidité dans la vallée sous-marine du Var (Alpes-Maritimes).
C.R. Acad. Sc. Paris, T. 273, p. 2456-2459.
- GIANDUZZO J.C. (1979)
Réalisation d'un banc de diagraphe magnétique embarquable, applications.
J. Rech. Océanographie, Paris, p.19.
- GONTHIER E., KLINGEBIEL A. (1973)
Faciès et processus sédimentaires dans le canyon sous-marin Gascogne I.
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 13, p.163-262.
- GRAS S. (1840)
Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes ou description géologique des terrains qui constituent ce département.
I vol., 8°, 224 p., Prud'homme imp., Grenoble.
- GRIGGS G.B., KULM L.D. (1970)
Sedimentation in Cascadia deep-sea channel.
Geol. Soc. Am. Bull. Boulder Col. vol.81, p.1361-1384.
- GROUSSET F. (1977)
Etude géologique du Quaternaire terminal de la zone Meriadzek. Trevelyan (Golfe de Gascogne).
Thèse 3ème Cycle. Géologie de l'Environnement, Univ.Bordeaux I, n° 1367, 125 p.

- GUBLER Y. (1958)
Etude critique des sources de matériel constituant certaines séries détritiques dans le tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, flysch "Grès d'Annot".
Ecl. Geol. Helv., Bâle vol.51, p. 942-977.
- HAMPTON M.A. (1972)
The role of subaqueous flow in generating turbidity currents.
J. Sedim. Petrol. Tulsa Okla., vol.42, p. 775-793.
- HAMPTON M.A. (1975)
Competence of debris flows.
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., vol.45, n° 4, p.834-844.
- HANER B.E. (1971)
Morphology and sediments of Redondo submarine fan.
Geol. Soc. Am. Bull., Boulder Col, vol.82, p.2413-2432.
- HEDBERG H.D. (1970)
Continental margins from the viewpoint of the petroleum geologist.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol. 54., p.13-43.
- HEEZEN B.C., MENSIEZ R.J., SCHNEIDER E.D. et coll. (1964)
Congo submarine canyon.
Am. Ass. Petrol. Bull., Tulsa Okla., vol.48, p. 1126-1149.
- HEEZEN B.C., HOLLISTER C.D. (1971)
The face of the deep.
Oxford Univ. Press. New-York, 659 p.
- HEEZEN B.C. et EWING M. (1952)
Turbidity currents and submarine slumps and the 1929. Grand Banks earthquake.
Am. J. Sc., New Haven, n° 250, p. 849-873.
- HEEZEN B.C., HOLLISTER C.D., RUDDIMAN W.F. (1966)
Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents.
Science, Washington, vol. 152, p. 502-508.
- HERITIER F.E., LOSSELL P., WATHNE E. (1979)
Frigg field : large submarine fan trap in lower Eocene rocks of North Sea Wiking Graben.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.63, p.1999-1020.
- HESS G.R., NORMARK W.R. (1976)
Holocene sedimentation history of the major valleys of Monterey fan.
Mar. Geology, Amsterdam, vol.22, p.233-251.
- HESSE R. (1975)
Turbiditic and non-turbiditic mudstone of cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins.
Sedimentology, Oxford, vol.22, p.387-416.

- HORN D.R., EWING J.I., EWING M. (1972)
Graded-bed sequences emplaced by turbidity currents north of 20° N in the Pacific, Atlantic and Mediterranean Sea.
Sedimentology, Amsterdam, vol. 18, p. 247-275.
- HORN D.R., EWING M., HORN B.M., DELACH N. (1971)
Turbidites of the Hatteras and Sohm abyssal plains, western north Atlantic.
Mar. Geology, Amsterdam, vol. 11, p.287-323.
- HSU K.J. (1977 a)
Studies of Ventura field, California I : facies geometry and genesis of lower Pliocene turbidites.
Am. Ass. Petrol., Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.61, p.137-168.
- HSU K.J. (1977 b)
Studies of Ventura field, California, II ; lithology, compaction and permeability of sands.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.61, p.169-191.
- INGERSOLL R.V. (1978)
Submarine fan facies of the upper cretaceous Great Valley sequence, northern and central California.
Sed. Geology, Amsterdam, vol. 21, p.205-230.
- INGLIS I., LEPVRAUD A., MOUSSET E., SALIM A., VIALLY R. (1981)
Etude sédimentologique des Grès d'Annot (Région de Colmars-les-Alpes et du Col de la Cayolle).
Dipl. Ec. Nat. Sup. Pétroles et Moteurs, Inst. Fr. Pétrole, Rueil-Malmaison, Réf. 29765, 169 p.
- KELLING G., STANLEY D.J. (1970)
Morphology and structure of Wilmington and Baltimore submarine canyons, eastern United States.
J. Geology, Chicago, vol.78, p. 637-660.
- KERCHOVE C. (1969)
La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes Occidentales).
Géol. Alpine, Grenoble, t.45, p.5-204.
- KIEKEN M. (1973)
Evolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire.
Bull. Soc. Geol. France, Paris, (7), T. XV n° 1, p.40-50.
- KLINGEBIEL A. (1967)
Etude sédimentologique du Paléogène nord-aquitaine.
Interprétation lithostratigraphique et paléographique.
Thèse Sc. Nat., Bordeaux, n° 187, 290 p.
- KOMAR P.D. (1969)
The channelized flow of turbidity current flow.
Geol. Soc. Am. Bull., Boulder Col., vol.81, p.1555-1562.

- KRUIT C., BROUWER J., KNOX G., et Coll. (1975)
Une excursion aux cônes d'alluvions en eau profonde d'âge tertiaire près de San Sebastian (Province de Guipuzcoa, Espagne). IXème Congr. Internat. Sedim. Nice 1975, Excursion 23, 75 p.
- KUENEN Ph. H. (1937)
Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons.
Leidse Geol. Meded., Leiden, vol. 8, p.327-335.
- KUENEN Ph.H. (1964)
Deep-sea sands and ancient turbidites.
In : Turbidites. A.H. Bouma and A. Brouwer ed. Developments in Sedimentology, n° 3, Elsevier, Amsterdam, p. 3-33.
- KUENEN Ph. H.; FAURE-MURET A., LANTEAUME M., FALLOT P. (1956)
Sur le flysch des Alpes-Maritimes françaises et italiennes.
C.R. Ac. Soc., Paris, t. CCXLIII, p.1697-1701.
- KUENEN PH. H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M., FALLOT P. 1957
Observations sur les flyschs des Alpes Maritimes françaises et italiennes.
Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 6ème Ser. t.VII, p.11-26.
- KUENEN Ph. H., MIGLIORINI C.I. (1950)
Turbidity currents as a cause of graded bedding.
J. Geol. Chicago, vol. 58, p.91-127.
- LACOMBE H. (1965)
Cours d'Océanographie Physique.
Gauthier-Villars edit., Paris, 375 p.
- LANTEAUME M. (1962)
Contribution à l'étude géologique des Alpes-Maritimes franco-italiennes.
Thèse Sc. Nat., Paris, n° 4649, 413 p
- LANTEAUME M., BEAUDOIN B., CAMPREDON R. (1967)
Figures sédimentaires du flysch "Grès d'Annot", synclinal de Peira-Cava.
Editions du C.N.R.S., Paris, 97 p.
- LAPIERRE F. (1969)
Répartition des sédiments sur le plateau continental du golfe de Gascogne : intérêt des minéraux lourds.
Thèse Sc. Nat., Univ. Bordeaux I, n° 256, 181 p.
- LATOUCHE C. (1971)
Les argiles des bassins alluvionnaires aquitains et des dépendances océaniques. Contribution à l'étude d'un environnement.
Thèse Sc. Nat., Bordeaux, N° 344, 2 t., 364 p.
- LAUGHTON A.S., BERGGREN W.A. et Coll. (1972)
Initial report of the deep sea drilling project.
Vol.XII, Washington (U.S. Government Printing Office), 1243 p.

- LEGIGAN Ph. (1979)
L'élaboration de la formation du sable des Landes, dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire Pliocène-Pleistocène centre-aquitain.
Thèse Sc. Nat., Bordeaux n° 642, 428 p.
- LETOLLE R., VERGNAUX-GRAZZINI C., PIERRE C. (1979)
Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at DSDP sites 400, 401, 402, 403 and 406.
In : Montadert L, Roberts D.G. et al, Initial reports of the deep sea drilling project, V. 48, Washington, (U.S. Government Printing Office), p.741-755.
- LINK M.H. (1975)
Matilija sandstone - a transition from deep water turbidite to shallow marine deposition in the Eocene of California.
J. Sedim. Petrol. Tulsa Okla., vol. 45, p.63-78.
- LOWE D.R. (1975)
Water escape structure in coarse-grained sediments.
Sedimentology, Oxford, vol.22, p. 157-204.
- LOWE D.R. (1976)
Subaqueous liquefied and fluidized sediments flows and their deposits.
Sedimentology, Oxford, vol. 23, p.285-308.
- LOWE D.R. (1982)
Sediment gravity flows : II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., vol. 52, p.280-297.
- LUTHI S. (1980)
Some new aspects of two-dimensional turbidity currents.
Sedimentology, Oxford, vol.28, p.97-105.
- LUTHI S. (1981)
Experiments on non-channelized turbidity currents and their deposits.
Mar. Geology, Amsterdam, vol.40, p. M 59-M 68.
- MAC CAVE I.N. (1972)
Transport and escape of fine grained sediment from shelf areas.
In : Shelf sediment transport process and pattern, D.J.P. Swift, D.B. Duane, D.H. Pilkey ed., Dowden, Hutchinson et Ross, Stroudsburg Penn., p. 225-248.
- MAC LEAN H. (1981)
Reservoir properties of submarine fan facies : Great Valley sequence, California.
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., vol.51, n° 3, p.865-872.
- MACPHERSON B.A. (1978)
Sedimentation and trapping mechanism in upper Miocene Stevens and older turbidite fan of the south-eastern San Joaquin Valley, California.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., Vol.62, p.2243-2274.

- MALDONADO A., STANLEY D.J. (1976)
The Nile cône : submarine fan development by cyclic sedimentation.
Mar. Geology, Amsterdam, Vol. 20, p.27-40.
- MALDONADO A., STANLEY D.J. (1978)
Nile cône depositional processes and patterns, in the late Quaternary.
In : Canyons, fans and trenches, D.J. Stanley et G. Kelling ed. Dowden, Hutchinson et Ross, Stroudsburg, Penn. p.239-257)
- MARTIN R.C., BOUMA A.H. (1978)
Physiography of the gulf of Mexico.
In : A.H. Bouma, G.T. Moore and J.M. Coleman ed.
Framework facies and oil-trapping characteristics of the upper continental margin.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol., Tulsa Okla., p.3-19.
- MARTINI I.P., SAGRI M. (1978)
Sedimentary fillings of ancient deep sea channels : two examples from Northern Apennines (Italy).
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., Vol. 47, p.1542-1553.
- MARTINI I.P., SAGRI M., DOVETON J.H. (1978)
Lithologic transition and bed thickness periodicities in turbidite successions of the Antola Formation, Northern Apennines, Italy.
Sedimentology, Amsterdam, vol.25, n° 5, p.605-623.
- MENARD H.W. (1955)
Deep sea channels, topography and sedimentation.
Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.39, p.236-255.
- MENARD H.W., SMITH D.M., PRATT R.M. (1965)
The Rhône deep sea fan.
In : Submarine Geology and geophysics. Whittard and Bradshaw edit.
Butterworth, London, p. 271-284.
- MIDDLETON G.V. (1966 a)
Experiments on density and turbidity currents. I. Motion of the head.
Canadian Jour. Earth Sc., Ottawa, vol.3., p.523-546.
- MIDDLETON G.V. (1966 b)
Experiments on density and turbidity currents. II ; uniform flow of density currents.
Canadian Jour. Earth Sc., Ottawa, vol.3, p.627-637.
- MIDDLETON G.V. (1967)
Experiments on density and turbidity currents. III.
Deposition of sediment.
Canadian Jour. Earth Sc., Ottawa, vol.4, p.475-505.
- MIDDLETON G.V. (1969)
Turbidity currents. Lecture 10 -
In : The new concepts of continental margin sedimentation.
American Geological Institute. Short course lecture notes.
7-9 Nov. 1969. Philadelphia, 20 p.

- MIDDLETON G.V. (1970)
Experimental studies related to problems of flysch sedimentation.
In : Flysch sedimentology in North America Geol. Assoc. Can. Spec. pap., Ottawa, n° 7, p.253-272.
- MIDDLETON G.V. and HAMPTON M.A. (1973)
Sediments gravity flows : mechanics of flow and deposition.
In : G.V. Middleton and A.H. Bouma edit. "Turbidites and deep water sedimentation". Soc. Econ. Paleont. Miner. Pacific Section Short Course, Anaheim, p.1-38.
- MIGLIORINI C.I. (1943)
Sul modi di formazione dei complessi tipo macigno.
Bull. Soc. Geol. Ital., Rome, Vol.62, p.48-49.
- MIGNOT C. (1968)
Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques.
La Houille Blanche, Grenoble, n° 7, p.591-620.
- MONACO A., ALOISI J.C., BOUYE C. et Coll. (1982)
Essai de reconstitution des mécanismes d'alimentation des éventails sédimentaires profonds de l'Ebre et du Rhône (Méditerranée occidentale).
In : Environnements sédimentaires de l'Atlantique nord au Quaternaire. Actes Coll. Int. C.N.R.S., Bordeaux, 1981.
Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine. Bordeaux, n°31-32, p.99-109.
- MONTADERT L., DAMOTTE B., DELTEIL J.R., VALERY P. (1970)
Etude de la marge continentale du golfe de Gascogne.
Interprétation géologique.
Rapport d'avancement.
Inst. Fr. Pétrole, Rueil-Malmaison, Réf.15928.
- MONTADERT L., DAMOTTE B., DELTEIL J.R. et Coll. (1971 a)
Structure géologique de la marge continentale septentrionale du Golfe de Gascogne (Bretagne et entrées de la Manche).
Coll. Hist. Struct. Golfe de Gascogne, Ed. Technip, Paris, T.I, III-2, p.1-22.
- MONTADERT L., DAMOTTE B., FAIL J.P. et Coll. (1971 b)
Structure géologique de la plaine abyssale du Golfe de Gascogne.
Coll. Hist. Struct. Golfe de Gascogne, Ed. Technip, PARIS, t.II, VI, 14-1, p. 14-42.
- MONTADERT L., ROBERTS D.G. (1979)
Initial reports of the deep sea drilling project V. 48. Washington (U.S. Government Printing Office), 1183 p.
- MOORE G.T., WOODBURY H.O., WORZEL J.L. et coll. (1979)
Investigation of Mississippi fan, Gulf of Mexico.
In : Geological and geophysical investigations of continental margins. J.S. Watkins, L. Montadert, P. Wood, P. Wood, Dikerson ed.
Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, Okla., Mem.29, p. 383-402.
- MORET L. (1954)
Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises.
Trav. Lab. Géol. Grenoble, vol.31, p. 203-241.

- MORRICE M. (1981)
Golfe de Gascogne. Campagne sismique Seafer II. Etude de la partie médiane du deep-sea fan du Cap-Ferret.
Dipl. Ec. Nat. Sup. Pétrole et Moteurs. Inst. Fr. du Pétrole, Rueil-Malmaison. Réf. 29139, 2 t., 131 p.
- MOUGIN F. (1978)
Contribution à l'étude des sédiments tertiaires de la partie orientale du synclinal d'Annot.
Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 167 p.
- MOYES J., GAYET J., POUTIERS C., PUJOS-LAMY A. (1978)
Orgon II - Etude stratigraphique et sédimentologique
In : Géochimie organique des sédiments marins profonds
Orgon II Atlantique nord-est Brésil, A. Combaz et R. Pelet, ed.
Editions du C.N.R.S., Paris, p. 105-156.
- MOURRAY J., RENARD A.F. (1891)
Report on deep sea deposits bases on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876.
Johnson Rep. Corp., New-York, 523 p. 29 pl.
- MUTTI E. (1974)
Examples of ancient deep sea fan deposits from circum-mediterranean geosynclines.
In : Modern and ancient geosynclinal sedimentation, R.H. Dott and R.H. Shaver ed., Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa Okla., Spec. pub. n°19, p.92-105.
- MUTTI E. (1977)
Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Kechu group (south central Pyrénées, Spain), Sedimentology, Oxford, vol.24, p.107-131.
- MUTTI E., NILSEN T.H., RICCI LUCCHI F. (1978)
Outer fan depositional lobes of the Laga formation (upper Miocene and lower Pliocene, east central Italy).
In : Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches.
D.J. Stanley and G. Kelling ed. ; Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Penn., p. 210-223.
- MUTTI E., PAREA G.C. (1975)
Remarks on the Bismantoya sandstone (late geosynclinal sequence) in the Carpineti area.
In : Examples of turbidites facies and facies associations from selected formations of northern Apennines, E. Mutti, G.C. Parea, F. Ricci-Lucchi et coll., IX Internat. Congr. Sedim., Nice ; Field trip A II, p.62-63.
- MUTTI E., RICCI LUCCHI F. (1972)
Le torbiditi dell'Appennino settentrionale : introduzione all'analisi di facies.
Mem. Soc. Geol. Ital., Pise, vol. 11 p.161-199.
- MUTTI E., RICCI LUCCHI T. (1974)
La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites.
Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, t. XXVI, p.577-582.

- MUTTI E., RICCI LUCCHI F. (1975)
Turbidite facies and facies associations.
In : Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Apennines. E. Mutti, G.C. Parea, F. Ricci Lucchi et Coll.
IX Internat. Congr. Sedim., Nice, 75, Field Trip, A.II, p.21-36.
- NAUDIN J.J. (1983)
Analyse cartographique : étude numérique des caractéristiques morphologiques des surfaces. Application au domaine sous-marin profond du golfe de Gascogne.
Mem. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 13, 299 p.
- NAUDIN J.J., PRUD'HOMME R. (1982)
Analyse cartographique de la zone centrale de l'éventail détritique sous-marin du Cap-Ferret. Interprétation morphodynamique.
In : Environnements sédimentaires de l'Atlantique nord au Quaternaire. Actes Coll. Int. C.N.R.S., Bordeaux 1981. Bull. Inst. Géologie du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 31-32, p. 59-71.
- NELSON C.H. (1967)
Sediments of Crater Lake, Oregon.
Geol. Soc. Am. Bull., Boulder Coll., vol.79, p.833-848.
- NELSON C.H. (1976)
Late Pleistocene and Holocene depositional trends processes and history of Astoria deep sea fan, northwest Pacific.
Mar. Geology, Amsterdam, vol. 20, p. 129-173.
- NELSON C.H., CARSON P.R., BYRNE J.V., ALPHA T.R. (1970)
Development of the Astoria canyon-fan physiography and comparison with similar systems.
Mar. Geology, Amsterdam, vol.8, p.259-291.
- NELSON C.H., KULM L.D. (1973)
Submarine fans and deep water sedimentation.
In : Turbidites and deep water sedimentation.
Soc. Econ. Paleont. Miner. Pacific Section, Short Course, Anaheim 1973, Tulsa Okla., p. 39-78.
- NELSON C.H., MUTTI E., RICCI LUCCHI F. (1975)
Comparison of proximal and distal thin-bedded turbidites with current winnowed deep-sea sands.
IXe Congr. Internat. Sédim. Nice, thème 5, t.2, p. 317-325.
- NELSON C.H., NILSEN T.H. (1974)
Depositional trends of modern and ancient deep sea fans.
In : Modern and ancient geosynclinal sedimentation.
R.H. Dott and R.H. Shaver ed. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Pub. n° 19, p. 69-91.
- NELSON C.H., NORMARK W.R., BOUMA A.H., CARLSON P.R. (1978)
Thin-bedded turbidites in modern submarine canyons and fans.
In : Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches.
D.J. Stanley and G. Kelling, ed., Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Penn., p. 177-189.
- NORMARK W.R. (1970 a)
Growth patterns of deep sea fans.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol. 54, p. 2170-2195.

- NORMARK W.R. (1970 b)
Channel piracy on Monterey deep sea fan.
Deep sea research, Oxford, vol. 17, p. 837-846.
- NORMARK W.R. (1974)
Submarine canyons and fan valleys : factors affecting growth patterns of deep sea fans.
In : Modern and ancient geosynclinal sedimentation, R.H. Dott and R.H. Shaver ed.
Soc. Econ. Paleont. Miner. Tulsa Okla., Spec. Publ., n° 19, p.56-68.
- NORMARK W.R. (1978)
Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans : characters for recognition of sandy turbidite environments.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.62, n° 6, p.912-931.
- NORMARK W.R. (1980)
Modern and ancient submarine fans : reply.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., p. 1108-1112.
- NORMARK W.R. (1982)
Levee progradation and other depositional lobe characters on the Laurentian Fan, Atlantic margin of Canada.
In : Environnements sédimentaires de l'Atlantique nord au Quaternaire. Actes Coll. Internat. C.N.R.S., Bordeaux, 1981.
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, n° 31-32, p. 89-97.
- NORMARK W.R., DICKSON F.H. (1976)
Sublacustrine fan morphology in Lake Superior.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.60, p.1021-1036.
- NORMARK W.R., HESS G.R. (1980)
Sediments waves on the Monterey fan levee : a preliminary physical interpretation.
Mar. Geology, Amsterdam, vol. 37, n° 1/2, p. 1-18.
- NORMARK W.R., PIPER D.J.W. (1969)
Deep sea fan valleys, past and present.
Geol. Soc. Am. Bull., Boulder Col., Vol. 80, p.1859-1866.
- NORMARK W.R., PIPER D.J.W. (1972)
Sediments and growth pattern of Navy deep sea fan, San Clemente basin, California borderland.
Geology, Chicago, Vol.80, p.198-223.
- NORMARK W.R., PIPER D.J.W., HESS G.R. (1979)
Distributary channels, sand lobes and mesotopography of Navy submarine fan, California borderland, with applications to ancient fan sediments.
Sedimentology, Oxford, vol. 26, p. 749-774.
- PASSEGA R. (1957)
Texture as characteristic of clastic deposition.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol. 41, p. 1952-1974.
- PERRAT G. (1979)
Peira-Cava. Essai de reconnaissance des différentes parties d'un cône détritique profond.
Dipl. Ec. Nat. Sup. Pétroles et Moteurs, Inst. Fr. Pétrole, Rueil-Malmaison, 64 p.

- PEYPOUQUET J.P. (1977)
Les Ostracodes et la connaissance des paléomilieus profonds.
Application au Cénozoïque de l'Atlantique nord-oriental
Thèse Sc. Nat., Bordeaux I, n° 552, 443 p.
- PICHA F., NIEM A.R. (1974)
Distribution and extent of beds in flysch deposits, Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma.
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., vol.44, n° 2, p.328-335.
- PILKEY O.H., FIELD E. (1972)
Lower continental rise east of middle Atlantic States : predominant sediment dispersal perpendicular to isobaths, discussion.
Geol. Soc. Am. Bull., Boulder Col., vol. 83, n° 3/4, p.211/227.
- PINOT J.P. (1974)
Le précontinent breton, entre Penmarc'h Belle-Ile et l'escarpement continental, étude géomorphologique.
Thèse Sc. nat., Imprim. ed., Lannion, 256 p.
- PIPER D.J.V. (1969)
A silurian deep sea fan deposit on western Ireland and its bearing on the nature of turbidity currents.
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., vol. 78, p. 509-522.
- PIPER D.J.W. (1970)
Transport and deposition of Holocene sediment on La Jolla deep sea fan, California.
Mar. Geology, Amsterdam, vol. 8, p.211-227.
- PIPER D.J.W. (1978)
Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains.
In : Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches D.J. Stanley and G. Kelling ed. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg, Penn. p. 163-176.
- PIPER D.J.W., BRISCO C.D. (1975)
Deep water continental margin sedimentation.
In : Hayes D.E., Frakes L.A. et al. Initial reports of the deep sea drilling project, vol.28, Washington (U.S. Govern.Print.Off.) p.727-755.
- PIPER D.J.W., PANAGOS A.G., PE. G.C. (1978)
Conglomeratic Miocene flysch, western Greece.
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., Vol. 48, p.117-126.
- POUTIER J. (1975)
Sur les propriétés magnétiques de certains sédiments continentaux et marins ; applications.
Thèse Sc. Nat., Bordeaux I, n° 492, 268 p.
- POUTIER J. (1982)
La susceptibilité magnétique des sédiments, signification minéralogique et géochimique.
106ème Congr. Nat. des Sociétés Savantes, Perpignan, 1982.
Bibl. Nat. Paris, fasc. III, p.41-52.

- PRATVIEL L. (1972)
Essai de cartographie structurale et faciologique du bassin sédimentaire Ouest-Aquitaine pendant l'Oligocène.
Thèse Sc. Nat., Bordeaux I, n° 349, 632 p.
- PRELL W.L. (1977)
Winnowing of recent and late quaternary deep sea sediments : Columbia basin Caribbean Sea.
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., vol.47, n° 4, p. 1583-1592.
- PRUD'HOMME R., BRZEZINSKY L., CREMER M. et coll. (1979)
Analyse des données de l'opération Seafer I.
Rapp. inédit. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux 80 p. et annexes.
- PUJOL C. (1980)
Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique nord au Quaternaire. Ecologie, Stratigraphie, Environnement. Mém. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 10, 254 p.
- RAD Ulrich von (1968)
Comparison of sedimentation in the Bavarian flysch (Cretaceous) and recent San-Diego trough (California).
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., vol.38, p.1120-1154.
- RAVENNE C. (1978)
Etude bibliographique des publications d'Exxon concernant l'interprétation stratigraphique des sections sismiques.
Rapport Institut Fr. du Pétrole, Rueil-Malmaison.
Vol. 1 : Eléments de base de la stratigraphie sismique.
Réf. 26 179-1, 29 p.
Vol. 2 : Interprétation sismique des faciès détritiques.
Réf. 26 179-2, 22 p.
Vol. 3 : Exemples. Réf. 26.179-3, 54 p.
- RAVENNE C., BEGHIN P. (1982)
Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes aquatiques sous-marins.
Rapport Inst. Fr. du Pétrole, Rueil-Malmaison, n° 25201, 52 p.
- RAVENNE C., ORSOLINI P., CREMER M. (1983)
Etude des formations tertiaires et quaternaires de la plateforme orientale du Golfe de Gascogne.
Rapport Inst. Fr. du Pétrole, Rueil-Malmaison, réf.31 044.
- RICCI LUCCHI F. (1975)
Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy)
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., vol. 45, p. 3-43.
- RIVIERE A. (1952)
Sur la présentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles.
Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, t.II, n° 6, p. 145-154.
- ROBERTS D.G., MONTADERT L. (1979)
Margin paleoenvironments of the northeast Atlantic.
In : Montadert L., Roberts D.G. et al, Initial Reports of the deep sea drilling project, vol. 48, Washington (U.S. Government Printing office), p.1099-1118.

- ROSS D.A., UCHUPI E. (1977)
Structure and sedimentary history of the southeastern mediterranean sea, Nile cone area.
Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.61, p.872-902.
- RUPKE N.A. (1977)
Growth of an ancient deep sea fan.
J. Geol., Chicago, vol. 85, p. 725-744.
- RUPKE N.A., STANLEY D.J. (1974)
Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic mud layers in the Algero-Balearic Basin, western Mediterranean Sea.
Smithsonian Contributions to the Earth Sciences, Washington, vol.13, 40 p.
- SANDERS J.E. (1965)
Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related sedimentation mechanisms.
In : Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. G.V. Middleton ed. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. n° 12, p. 192-219.
- SESTINI G. (1970)
Vertical variations in flysch and turbidite sequences : a review.
J. Earth Sc., Leeds, G.B., vol. 8, p. 15-30.
- SHANMUGAN G. (1980)
Rhythms in deep sea, fine grained turbidite and debris flow sequences, Middle Ordovician. Eastern Tennessee.
Sedimentology, Oxford, vol.27, n° 4, p.419-432.
- SHEPARD F.P. (1934)
Canyons off the New England coast.
Am. J. Sc., New Haven, Ser.5, vol. 27, N° 157, p.24-36.
- SHEPARD F.P. (1975)
Progress of internal waves along submarine canyons.
Mar. Geology, Amsterdam, vol. 19, p.131-138.
- SHEPARD F.P., DILL R.F. (1966)
Submarine canyons and other sea valleys.
Rand McNally, Chicago, 381 p.
- SHEPARD F.P., DILL R.F., Ulrich von RAD (1969)
Physiography and sedimentary processes of La Jolla submarine fan and fan valley, California.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.53, n° 2, p.390-420.
- SHEPARD F.P., MAC LOUGHLIN P.A., MARSHALL N.F., SULLIVAN G.G. (1977)
Current meter recordings of low speed turbidity currents.
Geology, Boulder col., vol. 5, p. 297-301.
- SHEPARD F.P., EMERY K.O. (1973)
Congo submarine canyon and fan valley.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.57, n° 9, p.1679-1691.

- SIBUET J.C., PAUTOT G., LE PICHON X. (1971)
Interprétation structurale du Golfe de Gascogne à partir
des profils de sismique.
Coll. Hist. Struct. Golfe de Gascogne, Ed. Technip, Paris, t.2,
VI-10, p. 1-31.
- SIGNORINI R. (1936)
Determinazione del senso di sedimentazione degli stratinelle formazioni
arenacee dell' Apennino setentrionale.
Bull. Soc. Geol. Ital., Rome, vol. 55, p.259-267.
- STANLEY D.J. (1961)
Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents
latéraux.
Inst. Fr. Pétrole, Soc. Ed. Technip, Paris, Réf.6821, 158 p.
- STANLEY D.J. (1975)
Submarine canyon and slope sedimentation (Grès d'Annot) in the
French Maritime Alps.
IX Internat. Congr. Sedim., Nice, 129 p.
- STANLEY D.J. (1980 a)
Submarine canyon wall sedimentation and lateral infill : some
ancient examples.
Smithsonian Cont. Mar. Sc., Washington, n° 4, 32 p.
- STANLEY D.J. (1980 b)
The Saint Antonin conglomerate in the Maritime Alps : a model
for coarse sedimentation on a submarine slope.
Smithsonian Cont. Mar. Sc., Washington, n° 5, 25 p.
- STANLEY D.J., MALDONADO A. (1979)
Levantine sea Nile cone lithostratigraphic evolution, quantitative
analysis and correlation with paleoclimatic and eustatic oscillations
in the late Quaternary.
Sedim. Geol., Amsterdam, vol.23, p. 37-65.
- STANLEY D.J., PALMER H.D., DILL R.F. (1978)
Coarse sediment transport by mass flow and turbidity current
processes and downslope transformation in Annot sandstone canyon
fan valley systems.
In : Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches.
D.J. Stanley and G. Kelling ed. Dowden, Hutchinson and Ross.
Stroudsburg, Penn.p 85-115.
- STANLEY D.J., SHENG H., PEDRAZA G.P. (1971)
Lower continental rise east of the middle Atlantic States :
predominant sediment dispersal perpendicular to isobaths.
Geol. Soc. Am. Bull., Boulder col., vol.82, p.1831-1840.
- STANLEY D.J., UNRUG R. (1972)
Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators
of slope and base-of-slope environments in modern and ancient marine
basins.
In : Recognition of ancient sedimentary environments, J.K.
Rigby and K. Hamblin ed., Soc. Econo. Paleont. Miner. Spec.
Publ., n° 16, p. 287-340.
- STOW D.A.V. (1979)
Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites
on the Nova Scotia deep-water margin.
Sedimentology, Oxford, vol. 26, p.371-387.

- STOW D.A.V. (1982)
Laurentian fan : morphology, sediments, processes and
growth pattern.
Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol.65, n° 3,p.375-393.
- STOW D.A.V., BOWEN (1978)
Origin of lamination in deep sea fine grained sediments.
Nature, Londres, n° 274, p.324-328.
- STOW D.A.V. LOWELL J.P.B.(1979)
Contourites : their recognition in moderne and ancient sediments.
Earth Science Reviews, Amsterdam, vol. 14, p.251-291.
- STOW D.A.V., SHANMUGAM G. (1980)
Sequence of structure in fine grained turbidites : comparison
of recent deep sea and ancient flysch sediment.
Sed. Geology, Amsterdam, vol. 25, p.23-42.
- STOW D.A.V., BISHOP C.D., MILLS S. (1982)
Sedimentology of the Brae oilfield, North Sea : fan models
and controls.
J. Petrol. Geol., Beaconsfield, G.B., (5) 2, p.129-148.
- STUART C.J., GAUGHEY C.A. (1976)
Form and composition of the Mississippi fan.
Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs., Jackson,vol.26, p.333-343.
- SUMMERHAYES C.P., ROSS D.A., STOFFERS P. (1977)
Nile submarine fan, sedimentation, and deformation, oil potential.
Offshore tech. Conf. Pepr. n° 9, vol. 1, p. 35-40.
- SURLYCK F. (1978)
Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted
fault blocks (Jurassic, Cretaceous boundary, East Greenland).
Grønland Geol. Unders. Bull., Copenhagen, 128, 108 p.
- TAUZIN P. (1974)
Etude des relations entre les caractéristiques physico-chimiques
et chimiques des milieux de dépôt et la distribution de quelques
éléments métalliques dans les sédiments de divers environnements
du Golfe de Gascogne.
Thèse 3ème Cycle, Univ. Bordeaux I, n° 1131, 117 p.
- THIBAUT C. (1970)
Recherches sur les terrains quaternaires du Bassin de l'Adour.
Thèse Sc. Nat. Bordeaux, n° 296, 814 p.
- UCHUPI E., AUSTIN J. (1979)
The stratigraphy and structure of the Laurentian cone region.
Canadian Journal of Earth Sc., Ottawa, vol.16, p.1726-1752.

- VAIL P.R., MITCHUM J.R., THOMPSON III.S (1977)
Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4,
Global cycles of relative changes of sea level.
In : Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration.
C.E. Payton ed. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa Okla., Mem.26,p.83-97.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., TODD et Coll. (1977)
Seismic stratigraphy and global changes of sea level.
In : Seismic stratigraphy, applications to hydrocarbon
exploration, C.E. Payton ed. Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa Okla.,
Mem. 26, p. 49-212.
- VALERY P. DELTEIL J.R.,COTTENÇON A. (1971)
La marge continentale d'Aquitaine.
Coll. Hist. Struct. Golfe de Gascogne, Ed. Technip, Paris,
t.I, IV 8-1, p.8-23.
- VAN DER KAMP P.C., HARPER J.D., CONNIFF J.J., MORRIS D.A. (1974)
Facies relations in the Eocene-Oligocene in the Santa Ynes Mountains,
California.
J. Geol. Soc. London, vol. 130, P.545-565.
- VAN VLIET A. (1978)
Early tertiary deepwater fans of Guipuzcoa, northern Spain.
In : Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches.
D.J. Stanley and G. Kelling ed.Dowden, Hutchinson and Ross.
Stroudsburg Penn., p. 190-209.
- VERGNAUD-GRAZZINI C., MULLER C., PIERRE C. et Coll. (1979)
Stable isotopes and tertiary paleontological paleoceanography
in the north east Atlantic.
In : Montadert L; Roberts D.G. et al, Initial Reports of the deep
sea drilling project V. 48 : Washington (U.S. GovernmentPrinting
Office), p. 475-492.
- VIGNEAUX M. (1971)
Bilan d'étude d'environnement marin et applications dans le Golfe
de Gascogne.
Coll. Int. Expl. Océans, Bordeaux, France, Mars 1971,
Thème III, t.II, G1 05, p.1-66, C.N.E.X.O., Paris.
- WALKER R.G. (1966)
Shale grit and grindstone shales : transition from turbidite to
shallow water sediments in the upper Carboniferous of northern
England.
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., Vol. 36, p.90-114.
- WALKER R.G. (1967)
Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal
and distal depositional environments.
J. Sedim. Petrol., Tulsa Okla., Vol.35, p.24/43.
- WALKER R.G. (1975)
Generalised facies models for resedimented conglomerates of turbidite
association.
Geol. Soc.Am. Bul., Boulder Col., Vol. 86, p.737-748.

- WALKER R.G. (1978)
Deep water sandstone facies and ancient submarine fans :
models for exploration for stratigraphic traps.
Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., Vol. 62, n° 6
p.932-966.
- WALKER R.G., MUTTI E. (1973)
Turbidites facies and facies associations.
In : Turbidites and deep water sedimentation, short course,
Soc. Econ. Paleont. Miner., Pacific section, Anaheim,
Tulsa Okla., p.119-157.
- WEEKS L.G. (1974)
Petroleum resources potential of continental margins.
In : The geology of continental margins. C.A. Burk and C.L.
Drake ed. Springer-Verlag, New York p. 953-964.
- WILDE P., NORMARK W.R., Chase T.E.(1978)
Channel sands and petroleum potential of Monterey deep sea fan.
Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa Okla., vol. 62, n° 6,
p.967-983.
- WHITAKER J.H. Mc. D. (1974)
Ancient submarine canyons and fan valleys.
In : Modern and ancient geosynclinal sedimentation.
R.H. Dott and R.H. Shaver ed. Soc. Econ. Paleont. Miner.,
Tulsa Okla., Spec. Pub. n° 19, p.106-125.
- WINNOCK E. (1971)
Géologie succincte du Bassin d'Aquitaine.
Coll. Inst. Struct.Golfe de Gascogne, Ed. Technip, Paris,
t.1, IV 1, p. 1-30.
- WINNOCK E., FRIED E., KIEKEN M. (1973)
Les caractéristiques des sillons aquitains.
Bull. Soc. Géol. France, Paris, t.XV, n° 1, p. 51-60
- YOUNG R.N., SOUTHARD J.. (1978)
Erosion of fine grained marine sediments : sea floor and
laboratory experiments.
Geol. Soc. Am. Bull. Boulder. Col., vol. 89, n° 5, p.663-672.

*
* *
*

- ANNEXE I -

ACQUISITION DES DONNÉES.

- I) LE PROGRAMME CAP-FERRET
- II) MÉTHODOLOGIE APPLIQUÉE À L'ANALYSE DES PRÉLÈVEMENTS
SUPERFICIELS DE L'ÉVENTAIL DU CAP-FERRET.
- III) ETUDE DE LA SÉRIE DES GRÈS D'ANNOT.

I - LE PROGRAMME CAP-FERRET.

1) Historique du projet.

Ce projet de reconnaissance de l'éventail subaquatique profond du Cap-Ferret (pl.h.t.) est né de la mise en évidence de l'intérêt pétrolier des accumulations détritiques situées au pied des talus continentaux ; or la carte bathymétrique de la partie interne du Golfe de Gascogne, et les profils sismiques FLEXOTIR (C.E.P.M.) réalisés dans cette région ont révélé l'existence d'une telle accumulation.

Il s'agit d'un programme de la Recherche Scientifique et Technique, présenté par la Société Nationale ELF-AQUITAINE (Production) et poursuivi dans le cadre du Comité d'Etudes Pétrolières Marines en collaboration avec le Centre National pour l'Exploitation des Océans et l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine.

2) Données recueillies.

L'étude de l'éventail du Cap-Ferret a été menée à l'aide de techniques d'investigation très diverses au cours de plusieurs campagnes échelonnées sur trois ans .

Bathymétrie, carottage, photographies.

Pendant les campagnes SEAFER 1 et SEAFER II (1978,1979) ont été réalisés :

- la bathymétrie de l'éventail du Cap-Ferret à l'aide du sondeur multifaisceaux SEABEAM , et parallèlement un sondage au 3,5 Khz ;
- 56 prélèvements par carottage KULLENBERG ;
- des traits de photographies avec une troïka.

Observations directes du fond.

Six plongées dans la soucoupe "Cyana", opérationnelle jusqu'à -3000 m, (Mission Cygogne, 1979) ont permis de faire une observation directe du fond en tête du chenal du Cap-Ferret.

Reconnaissance sismique.

Trois campagnes de sismique haute résolution (H.R.), missions CAP-FERRET 1,2 et 3 ont été assurées en 1978,1979,1980 par le navire "Résolution"(I.F.P.), soit au total 1993 Km.

Pour ma part, j'ai eu l'opportunité de participer aux missions SEAFER 2 et CAP-FERRET 3, et d'effectuer une plongée dans la soucoupe "Cyana".

3) Exploitation des données.

— L'analyse de la carte bathymétrique, des prélèvements par carottage Kullenberg (cf.§II) et de ceux effectués au cours des plongées en submersible a été confiée à l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine (PRUD'HOMME et al 1979, CREMER et al 1981). J'ai, plus personnellement, pris en charge l'analyse sédimentologique des prélèvements de la campagne SEAFER 2.

— Au Laboratoire de la S.N.E.A. (P) de Pau ont été réalisés :

- . une étude géochimique des échantillons (ESQUEVIN et CHENNAUX 1981)
- . une analyse des bandes de sondage 3,5 khz et une carte des écho faciès.

— Un groupe dont je fais partie, a été chargé de l'interprétation des données sismiques (COUMES et al 1981), celles-ci ont également fait l'objet d'une étude dans le cadre d'un diplôme de l'E.N.S.P.M. (MORRICE 1981).

II - METHODOLOGIE APPLIQUEE A L'ANALYSE DES PRELEVEMENTS SUPERFICIELS DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET.

Les prélèvements superficiels effectués sur l'éventail du Cap-Ferret ont été étudiés à l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine ; leur analyse comporte :

- avant l'ouverture des carottes, des études par des méthodes non destructives (gammadensimétrie, diagraphie magnétique) ;
- après l'ouverture des carottes, des descriptions fines des sédiments en repérant sur les demi-tronçons et à l'aide de radiographies les figures sédimentaires (litage, granoclassement ...), des analyses biostratigraphiques, granulométriques et minéralogiques.

1) GAMMADENSIMETRIE ET DIAGRAPHIE MAGNETIQUE.

- Densité du sédiment humique (Ph) -

Elle est mesurée au moyen d'un gammadensimètre de la Direction des Applications des Radioéléments du C.E.A., avec une source de ^{133}Ba . L'étalonnage se fait au moyen de calibres en plexiglas et en aluminium.

Ses variations reflètent essentiellement celles de la compacité du sédiment, c'est-à-dire de sa teneur en eau (p). En effet d'une manière générale, la densité du sédiment sec (p_s) est sensiblement constante ; il est habituel de prendre $p_s = 2,65$.

Tantôt la compacité du sédiment résulte simplement d'une évolution de celui-ci sous l'influence de son propre poids, par perte d'une partie de son eau interstitielle ; cela est souvent bien visible dans le premier mètre des carottes. Tantôt une variation de compacité révèle une différence de composition, et notamment de granulométrie : d'une manière générale, les sédiments sont d'autant plus compacts qu'ils sont plus grossiers et plus hétérométriques.

- Susceptibilité magnétique du sédiment humique (K_h) -

Elle est mesurée sur un banc de diagraphe magnétique construit par GIANDUZZO et POUTIERS (1979). L'appareil est étalonné avec un sel paramagnétique (MgCl_2). La mesure est rapportée au volume de carotte, elle comporte deux termes (POUTIERS, 1981) :

- un terme de matrice qui est la valeur moyenne de la susceptibilité magnétique des corps magnétiquement parfaits entrant dans la composition du sédiment comme le quartz, la calcite, le gypse et l'eau, qui sont diamagnétiques ($K < 0$), et les argiles et les minéraux ferromagnésiens qui sont généralement paramagnétiques ($K > 0$). Ce terme est inférieur à 10^{-4} u.e.m ;

- un terme d'anomalie qui est proportionnel, en première approximation, à la teneur (en volume) des minéraux de susceptibilité magnétique élevée (oxydes et sulfures de fer ferromagnétiques) : t_m . On montre que, si cette teneur est faible, le terme d'anomalie est de l'ordre de $0,25 t_m$.

Il est clair qu'une mesure de susceptibilité magnétique ne sera pas facile à interpréter en elle-même ; ainsi, en s'en tenant au terme de matrice, une faible valeur pourra correspondre à un sable quartzeux, à une boue carbonatée, à un sédiment riche en évaporites, ou encore à un sédiment peu compact ou étiré.

2) RADIOGRAPHIE.

Les demi-carottes sont radiographiées à l'aide d'un appareil de rayon X (Baltospot 100 KV 5 m A) afin d'observer les structures sédimentaires et les éléments figurés, et de définir la lithologie probable des dépôts par le degré d'absorption des rayons X.

Par ailleurs, ces clichés constituent un document de base pour d'autres études comme par exemple l'analyse statistique des épaisseurs des lits.

3) GRANULOMETRIE ET MODE DE MISE EN PLACE.

Les analyses granulométriques ont été effectuées sur les sables par tamisage sur une série de tamis normalisés AFNOR et sur les silts et argiles par transformation des vitesses de chute des particules en diamètre équivalent, à l'aide d'un appareil "Sedigraph 5000" (Coultronics S.A.).

Différentes méthodes sont utilisées pour remonter au mode de transport et de mise en place du sédiment.

Suspensions uniformes.

Les sédiments sont véhiculés en masse homogène, sans classement quelque soit l'agent de transport.

Trois types de suspensions uniformes sont distinguées.

- les suspensions pélagiques constituées d'éléments fins (médiane souvent inférieure à 2 u) dont la fraction supérieure à 63 u est essentiellement représentée par des organismes planctoniques ; ces sédiments se déposent par décantation lente ;

- les suspensions hémipélagiques dont la fraction supérieure à 63 u présente un mélange en proportion variable d'organismes planctoniques et de matériaux terrigènes de la classe des sables fins ; ces dépôts se font également par décantation lente ;

- les suspensions uniformes près du fond dont le matériel est essentiellement terrigène ; le dépôt s'effectue par perte de charge de matériaux transportés par des courants de turbidité, de vitesse et de densité faibles ; ces sédiments peuvent correspondre à des "queues" ou à des débordements latéraux et distaux de suspensions graduées.

Suspensions graduées.

Les suspensions sont caractérisées par un gradient vertical de densité au sein du courant turbiditique, de vitesse et de densité élevées qui les transporte. Les dépôts qui en résultent peuvent présenter un granoclassement.

Déplacement en masse.

Le terme est employé pour des déplacements rapides de sédiments sous des conditions diverses.

Il regroupe ici une série continue de processus caractérisés par un mélange variable eau - argile - débris = écoulements boueux et sableux, glissements et effondrements.

Les débris sont constitués de fragments de sédiments plus ou moins cohésifs et consolidés, d'âge variable.

Dans les dépôts fossiles, les écoulements boueux se distinguent des glissements et effondrements par le degré de déformations internes des débris. Celles-ci dépendent de paramètres lithologiques (granulométrie et nature chimique des matériaux), texturaux (arrangement spatial des matériaux), structuraux (nature des discontinuités physiques du sédiment) géométriques (relation spatiale d'un faciès à un autre) et de la quantité du sédiment mis en mouvement. Or, à l'échelle d'une carotte, sans information précise sur l'ensemble du dépôt, il est impossible d'apprécier ces déformations.

4) MINÉRALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE (< 2 u).

Les analyses minéralogiques ont été réalisées par diffractométrie de Rayons X (appareillage Philips 1310, radiation K du Cuivre, filtre Nickel, 40 KV, 20 mA).

La reconnaissance des quartz, feldspath et dolomite s'effectue sur le sédiment brut séché et broyé. Leurs évaluations semi-quantitatives sur diagramme de poudre sont estimées en comparant la hauteur des raies caractéristiques à celle de mélanges synthétiques de référence.

La détermination des minéraux argileux est réalisée sur la fraction granulométrique inférieure à 2 u, décarbonatée et analysée aux Rayons X en pâte orientée. Leur identification se fait grâce à leur réflexion typique (BROWN, 1961 ; THOREZ, 1975) et à leurs réactions aux traitements classiques (formol, glycol, chauffage à 550°). Le pourcentage relatif des

minéraux argileux, par rapport à l'ensemble des minéraux argileux cristallisés, est calculé en fonction de la hauteur des pics caractéristiques des minéraux mesurée sur le diagramme de rayons X de l'échantillon glycolé.

Le pourcentage de carbonates est effectué au calcimètre BERNARD.

5) BIOSTRATIGRAPHIE.

L'analyse biostratigraphique a été effectuée sur les foraminifères planctoniques observés dans les résidus de lavage de 10 g de sédiment humide sur tamis de 150 u.

Les données biostratigraphiques relatives à cette étude sont basées sur la biozonation élaborée antérieurement par l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine à partir d'observations faites sur les sédiments quaternaires du Golfe de Gascogne (CARALP et al., 1974).

Cette biozonation a été définie à partir d'une interprétation paléoclimatique des associations microfauniques. C'est ainsi qu'ont pu être distinguées (voir tabl. 1) :

- l'association arctique dominée par *Globigerina pachyderma* sous sa forme sénestre (90 %) ;

- l'association sub-arctique caractérisée par l'abondance relative élevée de *Globigerina bulloides*, *G. pachyderma* (50 % - 20 % de formes dextres), *G. quinqueloba* et *Globigerinita glutinata* ;

- l'association tempérée se composant d'espèces sub-arctiques majoritaires, d'espèces transitionnelles et sub-arctiques (*Globorotalia inflata*, *G. scitula*, *G. truncatulinoides*, *Orbulina universa*).

Parmi les espèces sub-arctiques et transitionnelles certaines ont une distribution particulière selon les périodes ; c'est ainsi que *Turborotalia humilis* est limité aux dépôts holocènes, *Globorotalia hirsuta* et *G. truncatulinoides* ont un mode d'enroulement dextre au sommet de l'Holocène (Holocène supérieur) et sénestre à la base (Holocène inférieur). Au Würm 3-4, *G. truncatulinoides* est dextre tandis que *G. hirsuta* est présent sous sa forme sénestre. Le maximum de représentation de *Globorotalia scitula* (15 %) correspond à l'interstadiaire Würm 2-3. Enfin *Globigerinoides conglobatus* présent dans le Golfe de Gascogne dans la partie basale de l'interglaciaire Riss-Würm, disparaît dans les sédiments sus-jacents.

ASSOCIATIONS			Sens d'enroulement de		Distribution de		STRATIGRAPHIE	Age approximatif années B.P.	Stades Isotopiques
arctique	subarctique	tempérée	<i>G. hirsuta</i>	<i>G. truncatulinoides</i>	<i>Thamnia</i>	<i>G. conglobatus</i>			
			0% sénestre 100% 0%	0% sénestre 100%					
							HOLOCENE	supérieur	1
								inférieur	
								Wurm 4	
								Interstade 3-4	
								Wurm 3	2
								Interstade	
								Wurm 2-3	3
								Wurm 2	
								Interstade	
								Wurm 1-2	
								Wurm 1	4
								Interglaciale	
								Riss-Wurm	
								Riss	
									5

Tableau 1 - CRITERES BIOSTRATIGRAPHIQUES DU QUATERNAIRE TERMINAL DANS LE GOLFE DE GASCOGNE (foraminifères planctoniques)

d'après CARALP et al 1974, PUJOL 1980

III - ETUDE DE LA SERIE DES GRES D'ANNOT.

Objectifs.

Ce type d'étude a pour objectif de faire des observations sur la lithologie et la géométrie des corps sédimentaires dans des séries de marges anciennes aujourd'hui à l'affleurement. Ces données viennent compléter celles qui sont tirées de l'étude des sections sismiques et des prélèvements effectués sur les marges continentales actuelles.

En effet, si une section sismique permet de suivre un corps sédimentaire sur d'assez longues distances, on ne peut avec sûreté définir ses composants lithologiques. Les prélèvements Kullenberg sont par ailleurs très ponctuels et n'autorisent pas une grande profondeur d'investigation (<10 m).

Entre l'approche sismique et l'étude ponctuelle par carottage, l'étude de terrain se situe à une échelle intermédiaire :

- l'observation détaillée de la lithologie et des figures sédimentaires permet de reconnaître les modes de mise en place des sédiments.
- l'étude de la géométrie des dépôts à plus grande échelle permet de reconstituer des corps sédimentaires de même taille que ceux visibles sur les sections sismiques.

Choix du terrain.

Le complexe sédimentaire des Grès d'Annot, Alpes de Haute-Provence (cf. fig.p.132) a été choisi pour les raisons suivantes :

- contexte géographique : située en France, l'étude des Grès d'Annot est facilitée sur le plan logistique.
- contexte sédimentologique : déjà très bien étudié, en particulier par D.J. STANLEY, 1961, 1975, 1980a), le complexe des Grès d'Annot est interprété comme un épandage détritique gravitaire en pied de pente continentale.
- contexte tectonique : la tectonique alpine a amené les Grès d'Annot dans leur position actuelle sans qu'ils aient subi trop de déformations.. En particulier, elle a conservé le caractère subhorizontal des dépôts.
- qualité des affleurements : en général remarquable ; les grès affleurent au sommet de crêtes et l'érosion a dégagé de grandes coupes subverticales qui recoupent le complexe sous différents angles ; la continuité horizontale peut dépasser 20 km et le développement vertical 1000 m, ce qui facilite les comparaisons avec les données sismiques haute résolution.

Missions.

La série des Grès d'Annot a été étudiée au cours de deux missions financées par l'Institut Français du Pétrole et effectuées en collaboration avec Christian RAVENNE, Ingénieur I.F.P.

- Au cours de la première mission (15/7 - 17/8 1980), les observations ont porté sur les affleurements situés au Nord du stratotype d'Annot (Massif des Trois Evêchés, secteur du Lac d'Allos, massif de Sanguinière-Lauzanier.

Le choix de ces secteurs a été guidé par une reconnaissance en avion permettant de définir les meilleures coupes. Un hélicoptère utilisé pendant une journée en fin de mission s'est avéré être un outil d'une précieuse efficacité, pour compléter les données de terrain.

- Au cours d'une deuxième mission (23/6 - 30/7 1981) nous avons choisi de reconnaître des terrains de même âge (Priabonien), plus au Nord des précédents, c'est à dire susceptibles de représenter des dépôts plus distaux étant donné la direction générale Sud-Nord des apports terrigènes. Cette mission a donc porté principalement sur l'étude des Grès du Champsaur, des Grès des Aiguilles d'Arves et, à titre de comparaison, des Grès de Taveyanhaz.

Ces données recueillies sur ces formations ne sont pas exploitées dans ce mémoire, car elles sont indépendantes de la série des Grès d'Annot (sens strict).

Par contre des observations complémentaires ont été effectuées sur le premier ensemble d'affleurements par des élèves de l'Ecole Nationale Supérieure des Pétroles et des Moteurs dont nous avons guidé les travaux (INGLIS et al 1981).

Données recueillies.

- Coupes synthétiques.

Pour chaque lever, nous avons établi une coupe synthétique montrant différentes séquences de dépôt dont la puissance (20 à 100 m) est à l'échelle du pouvoir de résolution de la sismique.

Ces séquences peuvent montrer une évolution d'ensemble permettant de les regrouper en mésoséquences, la mégaséquence étant constituée par l'ensemble de la série des Grès d'Annot ;

L'évolution est évaluée en fonction des variations verticales de l'épaisseur des bancs (Stratocroissance - stratodécroissance ou thickening up thinning up).

- Coupes de détail.

Dans le détail, chaque séquence est le plus souvent composée d'un nombre variable de bancs plus ou moins amalgamés ; aussi chaque coupe synthétique de l'ensemble de la série fait l'objet de plusieurs coupes de détail à différentes échelles.

- Echantillons.

Plusieurs échantillons ont été recueillis pour dater les séries à l'aide de nannofossiles (travail effectué par C. MULLER).

- Film et photographies.

De nombreuses prises de vues ont été effectuées à toutes les échelles d'observation. Celles-ci viennent compléter les notes de terrain.

- ANNEXE II -

CADRE GÉOLOGIQUE DE L'ÉTUDE DU CAP-FERRET.

- I) LE CÉNOZOÏQUE DU BASSIN D'AQUITAINE.
- II) LES FORMATIONS POST-EOCÈNE MOYEN DU GOLFE DE GASCOGNE.

I) LE CÉNOZOÏQUE DU BASSIN D'AQUITAINE.

1) Cadre structural.

Les grands domaines morphostructuraux observés en mer (marge armoricaine, dépression du Cap-Ferret, plateau marginal landais, bassin marginal nord-espagnol) se situent dans le prolongement direct des grandes structures reconnues dans le bassin d'Aquitaine (MONTADERT et al, 1971), VALERY et al, 1971, WINNOCK, 1971).

La flexure celtaquitaine qui s'étend du versant sud de la Montagne Noire au Bassin d'Arcachon se poursuit par la pente continentale armoricaine. Elle détermine deux domaines :

- un domaine nord faiblement subsident ; c'est une plateforme stable qui se poursuit par le plateau continental armoricain ;
- un domaine sud, plus subsident et affecté par la tectonique pyrénéenne ; ce domaine comprend :

- . le bassin de Parentis qui, limité au Nord par la flexure celtaquitaine, se prolonge en mer par la dépression du Cap-Ferret ; après une phase de subsidence accélérée à l'Albien, il est comblé au cours du Tertiaire ;

- . une zone relativement stable "seuil des Landes" qui correspond grossièrement au plateau marginal landais ;

- . un sillon sous-pyrénéen dont le Gouf de Capbreton constitue une relique après son comblement à la suite de l'orogénèse pyrénéenne.

2) Evolution des dépôts : le comblement du Bassin.⁽¹⁾ (fig.1).

PALÉOCÈNE -

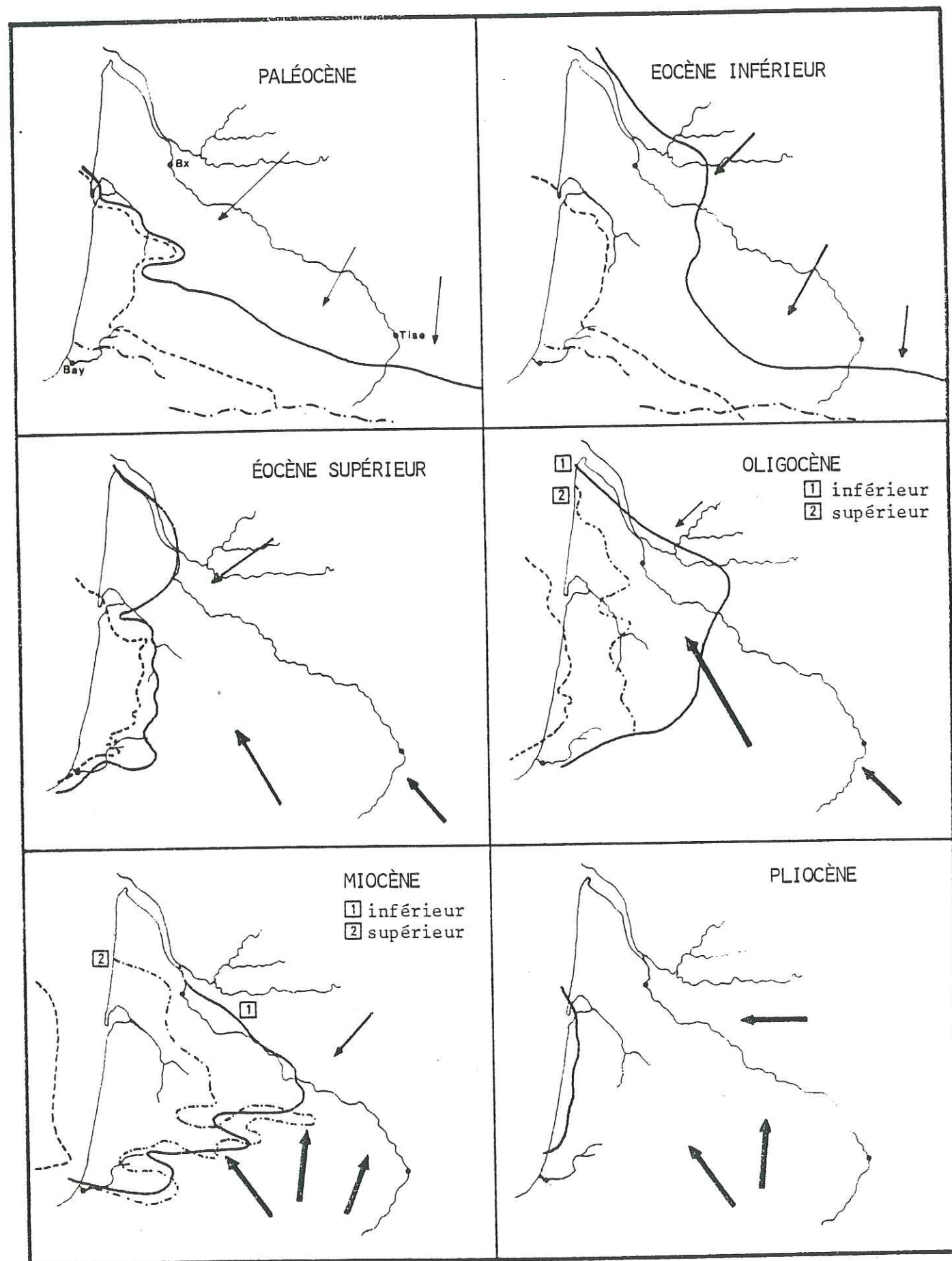
Après la régression post-Crétacé, une sédimentation fine continentale, alimentée par le Massif Central, s'installe sur la bordure nord-aquitaine. La sédimentation marine carbonatée est limitée au domaine sud. Le sillon sous-pyrénéen commence à se combler d'Est en Ouest (flysch argilo-gréseux).

Dans cette annexe est présenté le cadre géologique de l'étude sismique de l'éventail du Cap-Ferret.

Si les données sismiques permettent d'analyser l'évolution des dépôts en domaine profond, c'est grâce aux études des dépôts équivalents en domaine émergé, ou sur le proche plateau continental, que nous avons accès à de nombreux éléments d'interprétation concernant notamment les variations des atterrissements terrigènes, les phases de structuration tectonique, les fluctuations du niveau marin, les modifications climatiques ...

Après avoir tracé à grands traits l'évolution du Bassin d'Aquitaine depuis l'Eocène, je présenterai les principaux résultats des études antérieures concernant les formations post-Eocène moyen du Golfe de Gascogne.

(1) D'après les travaux de VIGNEAUX 1962, KLINGEBIEL 1967, ALVINERIE 1969, PRATVIEL 1972, WINNOCK 1973, KIEKEN 1973, DEBELMAS 1974, LEGIGAN 1979, GAYET 1980, et l'Atlas Géologique du Bassin d'Aquitaine 1974.



Limite entre le domaine continental et la plateforme marine.

Limite entre la plateforme marine et le domaine marin profond.

→ Apports détritiques.

Fig.1 .EVOLUTION DU BASSIN D'AQUITAINE AU CENOZOÏQUE

(d'après Atlas de Géologie du Bassin d'Aquitaine 1974, et LEGIGAN 1979).

ÉOCÈNE INFÉRIEUR -

Avec la transgression de l'Eocène inférieur, la sédimentation terrigène est ralentie sur la marge nord-aquitaine. Elle se poursuit, sur les bordures du Massif-Central, par un épandage vers le Sud en direction du sillon sous-pyrénéen qui continue à se remplir.

Au cours du Paléocène et de l'Eocène inférieur se déposent, en domaine profond, des marnes pélagiques de faible épaisseur.

ÉOCÈNE MOYEN -

Un important épandage de sables se produit au début de l'Eocène moyen, en relation avec l'érection de la chaîne pyrénéenne et un rajeunissement du Massif Central.

De l'ancien sillon sous-pyrénéen ne subsiste qu'une gouttière subsidente en avant du front nord-pyrénéen : le sillon pré-pyrénéen (WINNOCK 1973). Il se comble rapidement. Aussi les détritiques d'origine pyrénéenne vont-ils envahir la partie orientale du golfe de Gascogne.

Au pied de la chaîne, des dépôts conglomératiques s'accumulent sur de grandes épaisseurs. Vers le Nord, ils s'affinent et passent à des sables argileux dans l'Agenais.

Des épandages détritiques issus du Massif Central se mettent en place dans le domaine nord (sables du Bordelais).

Dans le domaine profond, la sédimentation est encore dominée par des marnes d'assez faible épaisseur qui s'opposent aux dépôts de plateforme plus puissants.

Il apparaît donc que la subsidence importante de l'ensemble du Bassin Aquitain ait limité l'avancée des sédiments terrigènes grossiers vers l'Ouest.

ÉOCÈNE SUPÉRIEUR -

Un nouvel épandage détritique se manifeste au début de l'Eocène supérieur ; il traduit une nouvelle phase tectonique. La mer envahit à nouveau le bassin d'Aquitaine mais son avancée est freinée sous l'effet des remblayages qui s'effectuent à l'Est à partir du démantèlement de la chaîne pyrénéenne. Dans le domaine nord, les apports du Massif Central faiblissant, les dépôts, constitués de calcaires compacts et d'argiles, sont peu épais.

Les sédiments terrigènes, provenant des pyrénées, s'étalent vers

le Nord sous forme de poudingues et de graviers au pied de la chaîne, puis de molasses et de formations lagunaires et lacustres qui s'accumulent en arrière d'une "barrière récifale" (KIEKEN 1973) développée sur le bord externe de la plateforme.

Dans le domaine profond, la sédimentation marneuse présente quelques bancs lenticulaires de grès très fins. Les dépôts profonds sont toujours peu épais (<100 m) sauf dans le prolongement du sillon prépyrénéen.

OLIGOCÈNE -

Les dépôts de l'Oligocène inférieur sont semblables à ceux de l'Eocène supérieur. Le remplissage du bassin se poursuit sous forme de molasses sableuses et argileuses. Cette sédimentation continentale est repoussée à l'Est par la transgression du Stampien qui met en place le calcaire à Astéries.

Lors de la régression majeure de l'Oligocène supérieur, les sédiments molassiques transportés par les fleuves pyrénéens s'étendent sur la plus grande partie du bassin. En effet, le sillon prépyrénéen est presque comblé et ne s'oppose plus à la migration des terrigènes vers le Nord, l'alimentation détritique étant accélérée par une phase tectonique importante à la fin de l'Oligocène, dite "phase aquitanienne" (DUPOUY-CAMET 1952).

Dans le domaine de mer ouverte, d'épais dépôts à prédominance marneuse s'installent dans les dépressions formées en avant de la plateforme de l'Eocène. La dépression de Parentis est ainsi comblée par une épaisse série de marnes silteuses (1000 m dans le forage d'Antarès). Il s'agit de dépôts de talus mis en place par suspensions uniformes et par courants de turbidité (ALVINERIE et al 1978).

Des observations similaires peuvent être faites au Sud dans le prolongement du sillon prépyrénéen. Le talus continental se déplace vers l'Ouest (PEYPOUQUET 1977) ; dans la région de Saubrigues (KIEKEN 1973, CAHUZAC 1980), un canyon entaillant la plateforme continentale devait conduire une grande quantité de terrigènes vers le domaine profond.

A l'Oligocène supérieur, la plateforme est plus réduite et les dépôts de talus s'enrichissent en éléments sableux.

MIOCÈNE -

Au cours du Miocène, le littoral migre vers sa position actuelle. Ce recul est interrompu par des épisodes transgressifs d'autant plus spectaculaires que le relief est très aplani.

- Deux transgressions caractérisent le Miocène inférieur : aquitanienne, la plus marquée, et burdigalienne.

Elles sont séparées par une régression (calcaire lacustre de l'Agenais).

Les dépôts de plateforme sont constitués de sables argileux et de faluns. Les calcaires organogènes sont rares. Dans le domaine nord, les dépôts très peu épais renferment des terrigènes issus du Massif Central. Les matériaux provenant des Pyrénées progressent vers le Nord et édifient le cône de déjection de l'Armagnac.

- Au Miocène supérieur I (Helvétien), la mer s'étale largement dans le domaine sud et recouvre les molasses de l'Armagnac. Cette transgression semble avoir été de courte durée ; laissant émerger une grande partie du domaine nord, elle a été facilitée par une subsidence préférentielle du domaine sud où elle s'effectue sur un paléo-relief compliqué par la présence d'anticlinaux salifères.

- Au Miocène supérieur II (Tortonien), la mer se retire rapidement ; les dépôts marins ne subsistent que sur une étroite bande littorale. Le canyon de Saubrigues, encore actif à l'Aquitaniien, se comble progressivement de marnes puis de faluns mais demeure une zone dépressionnaire.

Du fait de leur localisation sous le plateau continental actuel, les dépôts du Miocène en domaine profond ont été peu étudiés. Au large du bassin de Parentis se déposent des marnes glauconieuses et sableuses au Miocène inférieur, puis des marnes argileuses au Miocène moyen qui passent à des sables fins coquilliers au Miocène supérieur.

Un même type de dépôts se retrouve dans le domaine sud. Il semble que la subsidence encore importante au Miocène inférieur décroisse sensiblement au Miocène moyen (CAHUZAC 1980), ce qui va faciliter la progradation de la marge sous l'effet des atterrissements terrigènes (PEYPOUQUET 1977).

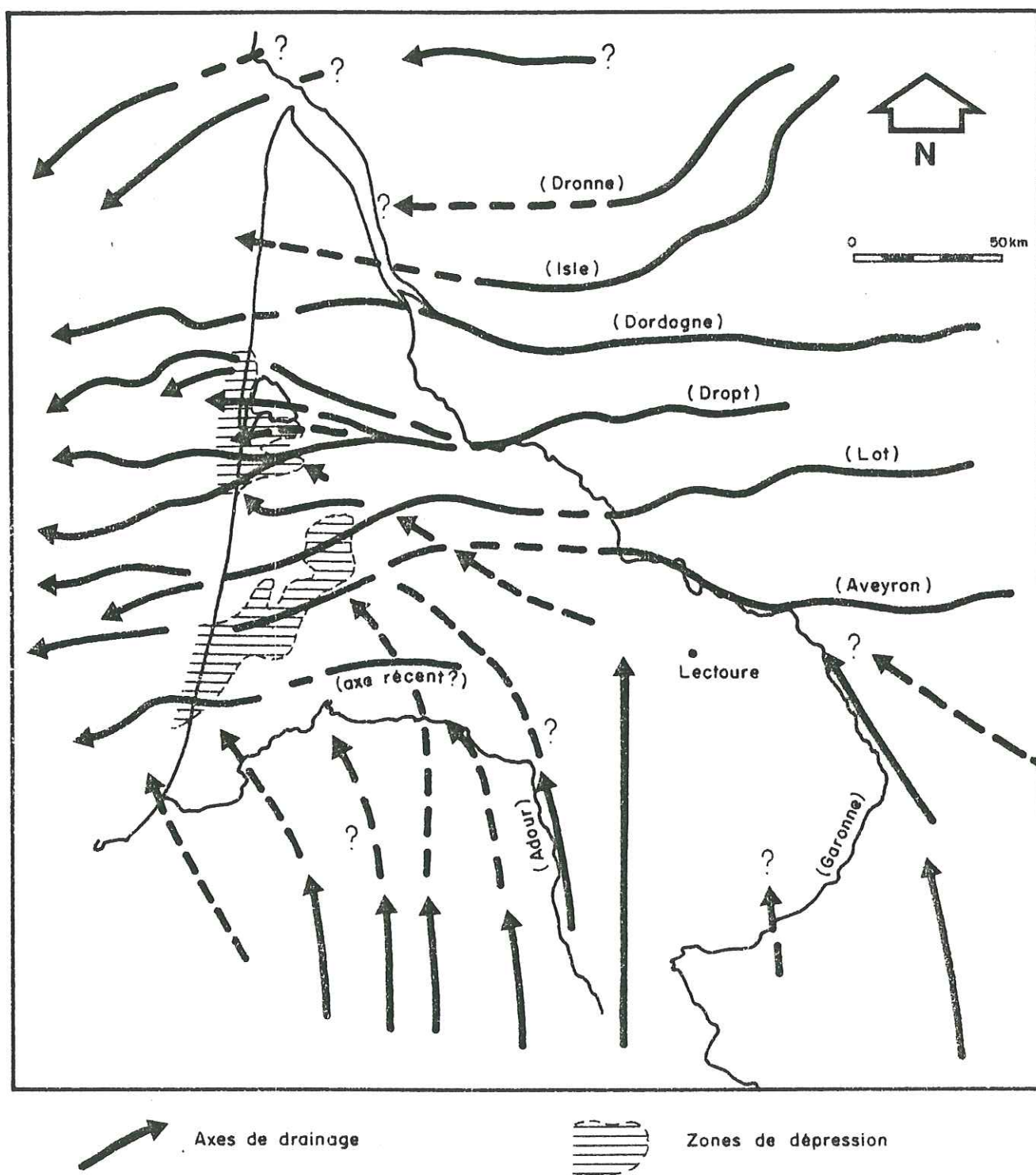


Fig. 2 - Reconstitution du réseau hydrographique au Pliocène.

(In : LEGIGAN 1979)

PLIOCÈNE -

A partir du Pliocène, le domaine marin en Aquitaine est très réduit. Les formations continentales pratiquement azoïques, ce qui limite leur analyse, comprennent des graviers, des sables et des argiles qui s'étalent du Sud au Nord à partir des Pyrénées. LEGIGAN (1979) met en évidence une évolution liée aux fluctuations climatiques :

- le climat est plus sec au début du Pliocène ; les lacs s'assèchent ; les cours d'eau, temporaires, remanient et transportent de grandes quantités de matériaux (sables fauves) ;
- une oscillation humide, plus chaude et assez longue, entraîne le développement d'une végétation dense et la formation de lignite.
- un refroidissement en fin de période (Villafranchien moyen) entraîne l'appauvrissement du couvert végétal et la mise en place d'épandages argilo-sableux.

Le réseau de drainage pliocène (fig. 2) est orienté Est-Ouest, sauf sur le piémont pyrénéen. Il met en évidence, par rapport au système actuel, la possibilité d'une alimentation terrigène importante en tête de la dépression du Cap-Ferret dans le prolongement de la Dordogne et du Dropt.

Les domaines marins pliocènes, connus seulement par forage, montrent des faciès littoraux, sables quartzeux plus ou moins argileux, bioclastiques et glauconieux, peu différents de ceux du Miocène. D'après LEGIGAN (1979), aucun argument lithologique ou faunique ne prouve l'existence d'une transgression. Les dépôts du Pliocène sont associés à une phase de stationnement de la mer après la régression généralisée à la fin du Miocène supérieur.

PLEISTOCÈNE ET HOLOCÈNE -

Cette période est surtout marquée par une alternance de phases glaciaires et interglaciaires. Les oscillations froides, qui déterminent dans le bassin d'Aquitaine un paysage périglaciaire, s'affirment de plus en plus du Günz au Riss III. Pendant ces périodes, de grandes quantités de matériaux sont mobilisées. Selon LEGIGAN (1979), "malgré le profond changement climatique, les alluvionnements de type proglaciaire présentent des points communs avec ceux du type torrentiel de climat chaud" (Pliocène).

Les interglaciaires correspondent à des climats chauds et humides ; l'établissement d'une flore arborescente réduit alors la mobilisation des matériaux.

Progressivement, certains axes de drainage vont être utilisés préférentiellement et, ainsi, se forment les principaux systèmes de terrasses alluviales de la Garonne, de l'Adour et du Gave de Pau (FABRE 1939, CASTAING 1970, DUBREUILH 1976, THIBAUT 1970, DUBOSCQ 1977), hautes terrasses du Günz et du Mindel, moyennes terrasses du Riss, basses terrasses du Würm.

La mise en place de ce système de drainage s'accompagne de défluviations d'origine structurale, dues aux mouvements tardifs de la chaîne pyrénéenne, entre le Pliocène et le Pleistocène et au Pleistocène moyen. La Garonne migre vers le Nord-Est, et l'Adour, capturé par les gaves de Pau et d'Oloron, se décale vers le Sud. Cette défluviations entraîne l'isolement du centre du bassin. Cette région centrale sera, au Würm, le siège d'une importante sédimentation éolienne mettant en place le sable des Landes.

Au cours du Quaternaire, le rivage accuse un retrait vers l'Ouest. Les dépôts détritiques grossiers quaternaires, reconnus sur le plateau aquitain, sont interprétés comme des épandages fluviatiles en période de bas niveau marin (LAPIERRE 1969, BARUSSEAU 1973, CASTAING et al 1974). En effet, ces niveaux de graviers se situent dans le prolongement des axes de drainage de la Garonne et du Dropt (CASTAING et al 1974, LEGIGAN 1979) et de l'Adour (CREMIERE 1973, DUPLANTIER 1976, DUBOSCQ 1977). Ces sédiments sont remaniés en cordons littoraux lors des phases de transgression.

Les informations relatives au dernier cycle de régression du Würm (- 120 m) et de la transgression flandrienne, accessibles à partir de données superficielles, sont nombreuses (VIGNEAUX et al 1971). Par contre, celles relatives aux phases régressives antérieures sont très réduites. Il est probable, si l'on fait référence à d'autres domaines d'études (BOILLOT 1964, PINOT 1974, BERGGREN et al 1980), que les baisses du niveau marin au Riss et au Mindel ont été plus accusées que celles du Würm, et donc que l'alimentation en terrigènes de la pente continentale a été très importante à ces époques.

II - LES FORMATIONS POST-EOCÈNE MOYEN DU GOLFE DE GASCOGNE.

Les dépôts étudiés à partir des données sismiques Cap-Ferret correspondent aux formations postérieures à l'Eocène moyen, qui reposent sur une discordance bien visible dans tout le golfe de Gascogne. (fig.3).

Cette discordance (D1) datée à partir des forages IPOD 119 (LAUGHTON et al 1972) et IPOD 400 (ROBERTS et al 1979) ou par extension des données à terre, marque la fin du paroxysme tectonique (Eocène moyen), lors du rapprochement de l'Europe et de l'Ibérie.

Les dépôts postérieurs sont équivalents à la formation 1 ou R de MONTADERT et al (1970, 1971), de FRAPPA et MARTIN (1975) et de DEREIGNAUCOURT (1981) ou aux formations A et B de SIBUET et al 1971).

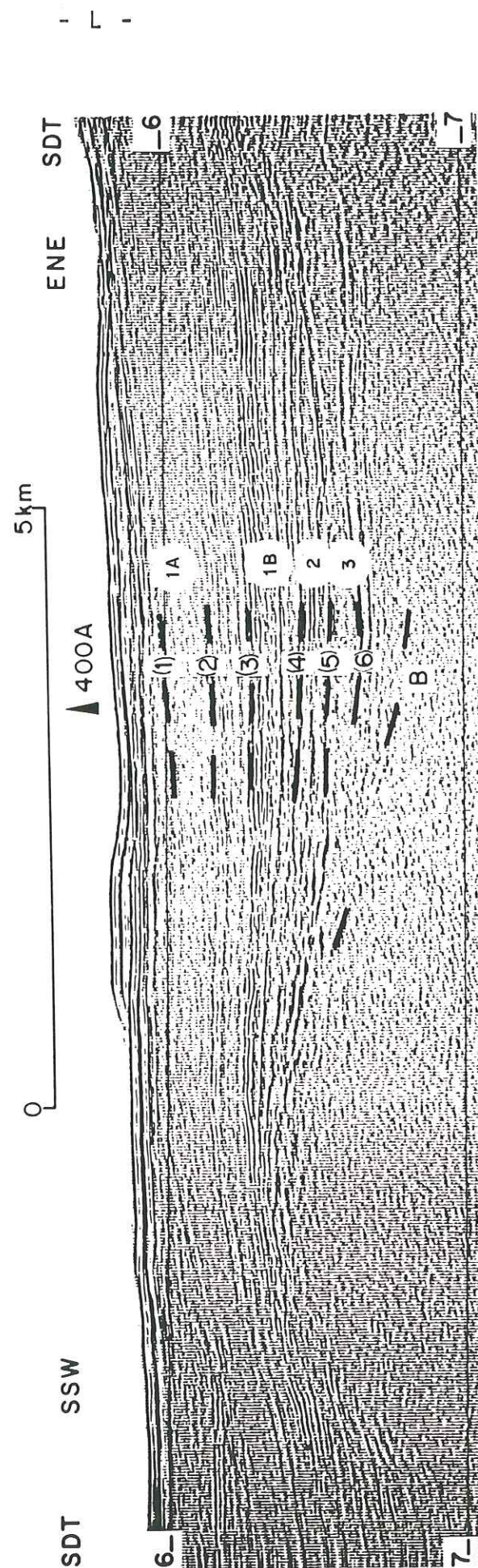
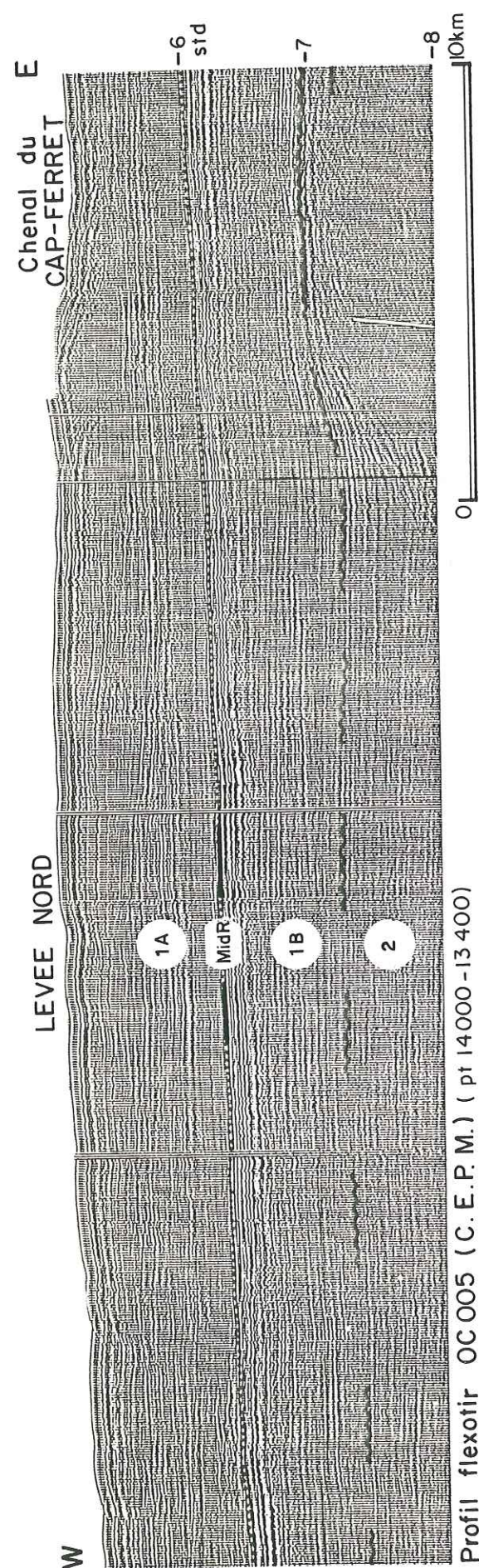
Cette séquence, dont l'épaisseur peut atteindre 3 secondes temps double, présente différents aspects en fonction des domaines morpho-structuraux du golfe de Gascogne. J'exposerai successivement ses caractères dans la plaine abyssale, sur la marge aquitaine et sur la marge nord-espagnole.

1) Dans la plaine abyssale.

La formation 1 constitue un remplissage en "onlap" sur la discordance D1. Elle peut être divisée en deux termes superposés aux caractères sismiques différents, séparés par le réflecteur Mid.R.

- Le terme inférieur 1 B repose sur des dépôts d'âge Paléocène à Eocène moyen (formation 2). Il se définit par des réflecteurs parallèles d'assez faible amplitude et de continuité moyenne et des réflecteurs de plus forte amplitude qui marquent sa partie supérieure.

Le toit de cette unité est un bon marqueur dans la plaine abyssale et a été nommé Mid R par MONTADERT et al (1970, 1971 a et b). Le terme 1B a été reconnu par les forages 118 et 119 du leg IPOD n° 12 (LAUGHTON et al 1972) et le forage 400 du leg IPOD n° 48 (MONTADERT et al 1979). Dans la plaine abyssale (forage 118), il est constitué de turbidites et de vases hémipélagites ; dans sa partie supérieure, il s'enrichit de turbidites grossières à sables bioclastiques. Sur les reliefs (forage 119 sur la Montagne Cantabria et forage 400 sur l'escarpement de Trevelyan) il s'agit presque uniquement d'hémipélagites argileuses ou calcaires.



PROFIL FLEXICHOC GEOM 400 b près du forage I P O D 400 (In Montadert et Roberts 1979). 2 = Crétacé Sup.-Eocène, 1B : Oligocène-Miocène moyen, 1A : Miocène moy.-Pleistocène ; (2) toit Miocène moyen, (3) toit Pliocène inf.

Fig.3 - STRATIGRAPHIE ACOUSTIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE.

Les horizons de forte amplitude (Mid R) qui forment le toit du premier terme ont été datés du Miocène supérieur (forage 118). Bien que ces horizons n'aient pas été reconnus dans le forage 400, ROBERTS et al (1972) situent la limite supérieure du terme 1B au toit d'horizons d'amplitude moyenne, datés du Miocène moyen (fig.3).

- Le terme supérieur 1A, d'un âge miocène terminal à actuel, peut être lui aussi divisé en deux séquences : une séquence de base dont les réflecteurs en configuration parallèle ont une faible amplitude et une séquence supérieure de plus forte amplitude affectée par des phénomènes de chenalisation et de construction latérale (éventail du Cap-Ferret). Cette dernière séquence correspondrait au Pliocène terminal et au Pleistocène. Ce changement de caractère sismique des dépôts est dû à une augmentation des apports par courants de turbidité, sous l'influence des manifestations glaciaires. Sur la montagne Cantabria, cette influence se traduit plus par un accroissement de la fraction détritique et du taux de sédimentation que par un changement notable de faciès sismique.

En résumé, dans la plaine abyssale, la formation 1 est constituée de turbidites en remplissage, d'âge Eocène supérieur à actuel, qui passent latéralement sur les hauts-fonds à des dépôts à caractère hémipélagique.

Les variations du faciès sismique des dépôts reflètent celles des apports détritiques. L'horizon Mid R, compris dans le Miocène supérieur, correspond au toit de fortes réflexions, créées, au niveau du forage 118, par des turbidites calcaires gréseuses, conséquence de manifestations tardives de l'orogénèse pyrénéenne (LAUGHTON et al 1972). Dans la partie supérieure du terme 1A, l'accentuation des apports turbiditiques (qui vont donner naissance à l'éventail du Cap-Ferret) est mise en relation avec les premières manifestations glaciaires du Pliocène supérieur.

2) Sur la marge continentale aquitaine.

La formation 1 est bien développée sur la marge aquitaine ; elle constitue une unité de progradation qui s'avance vers l'Ouest sur le plateau marginal landais et forme le remplissage du graben du Cap-Ferret. Cette formation, qui atteint 2 secondes temps double à la rupture de pente actuelle, repose en discordance (plateau continental, graben du Cap-Ferret) ou en paraconcordance (plateau marginal landais) sur la formation 2 de faible épaisseur relative.

La formation 1 a été reconnue par les forages off-shore réalisés sur le plateau continental. Toutefois, les données concernant le Cénozoïque, assez fragmentaires, sont difficilement applicables aux dépôts de remplissage de la dépression du Cap-Ferret et du plateau marginal landais (RAVENNE et al 1983).

Par extension des données à terre (WINNOCK 1971, KIEKEN 1973, ALVINERIE et al 1974, DEREGNAUCOURT 1981), deux périodes principales peuvent être distinguées.

- La première s'étend de l'Eocène à l'Oligocène moyen. Elle est caractérisée par une subsidence importante ; aussi, malgré l'apport des sédiments terrigènes provenant du démantèlement de la chaîne pyrénéenne nouvellement formée, la progradation de la marge est limitée. D'épaisses séries argilo-marneuses se mettent en place par suspensions uniformes et par courants de turbidité (ALVINERIE et al 1974). Ces dépôts qui tendent à combler les paléodépans du substratum tectonisé sont traduits, sur le plateau marginal landais, par des unités de faciès sismique de bonne continuité et de faible amplitude. DEREGNAUCOURT (1981) attribue à cette séquence des dépôts progradants vers l'Ouest Sud-Ouest, au Sud-Ouest du plateau marginal landais.

- la deuxième période s'étend de l'Oligocène terminal à l'actuel et se marque par une progradation rapide de la marge continentale. Les dépôts, constitués d'argilites, s'enrichissent en éléments détritiques grossiers vers le sommet, au fur et à mesure du déplacement des faciès de plateforme vers l'Ouest.

C'est au cours de cette deuxième période que s'édifie la majeure partie du plateau continental actuel, en tête du canyon du Cap-Ferret.

Aupied du talus de progradation, sur le plateau marginal, cette série présente des réflecteurs très continus de configuration parallèle.

L'ensemble de la formation 1 est affectée par une fracturation liée au jeu du plateau marginal landais par rapport à la dépression du Cap-Ferret ou à la plaine abyssale, la bordure nord-est du plateau marginal landais étant ainsi mise en relief.

3) Sur la marge nord-espagnole.

La formation 1 a été étudiée avec plus de détails sur la marge continentale nord-espagnole (BOILLLOT et al 1971, 1973, 1979, DEREGNAUCOURT 1981).

Ces études montrent qu'une période d'effondrement fait suite à la phase de compression de l'Eocène moyen (Phase 1), discordance D1. Cet effondrement entraîne la formation de dépôts épais (Eocène supérieur-Oligocène moyen) à pendage sud dans le bassin interne asturien et au pied de la marge.

Intervient ensuite une phase de serrage (phase 2), post-stampienne anté-aquitaine, qui correspond à une nouvelle avancée du front de chevauchement nord-pyrénéen. Le Gouf de Capbreton est établi au Nord de ce front de déformation.

Après la phase 2, (discordance 2), une période d'érosion et de fracturation donne naissance à la morphologie actuelle de la marge continentale.

Une dernière phase de compression, au Miocène moyen (phase 3, discordance D3), affecte les structures antérieures et, par le jeu de décrochements nord-sud, contrôle la morphologie des canyons de Santander et Torrelavega.

Sur la marge nord-espagnole, les dépôts de l'Eocène supérieur à l'Oligocène moyen sont caractérisés par des réflecteurs de faible amplitude portant la trace de chenaux. Ceux compris entre les discordances D2 et D3 (Oligocène supérieur-Miocène inférieur) ont un caractère sismique semblable. Par contre, les dépôts reposant sur la discordance D3 se marquent par des UFS de meilleure continuité et de plus forte amplitude.

Cet exposé succinct met en relief l'importance des phases de structuration qui interviennent au cours du dépôt de la formation 1, post-Eocène moyen, sur la marge nord-espagnole.

- ILLUSTRATIONS -

<u>FIGURES :</u>	<u>Pages</u>
1 - Les principaux écoulements gravitaires	12
2 - Schématisation des processus d'initiation des écoulements gravitaires et de mise en place des turbidites	14
3 - Simulation d'un courant de turbidité	16
4 - Séquence de BOUMA	19
5 - Turbidite sableuse de haute densité	22
6 - Structure et subdivisions au sein d'une turbidite de vase	24
7 - Organisation générale d'un éventail subaquatique profond	28
8 - Modèle d'éventail subaquatique de NORMARK	30
9 - Organisation schématique des dépôts sur un éventail subaquatique.	34
10 - Mise en place des lobes de "suprafan"	36
11 - Classification des dépôts turbiditiques	42
12 - Modèle d'éventail subaquatique de MUTTI et RICCI LUCCHI	43
13 - Modèle d'éventail subaquatique de WALKER	46
14 - Modèle d'éventail subaquatique lié à une faille rotationnelle ...	47
15 - Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne	60
16 - Principaux domaines morphologiques de l'éventail du Cap-Ferret ..	64
17 - La dépression du Cap-Ferret	66
18 - Le domaine nord	68
19 - La zone de confluence centrale	70
20 - Localisation des prélèvements Kullenberg	76
21 - Aspects faciologiques des dépôts superficiels	78
22 - Faciès des vases	80
23 - Faciès silto-sableux	82
24 - Exemple de séquence silteuse granoclassée	84
25 - Relation entre l'épaisseur et la granulométrie des lits silto- sableux	85
26 - Faciès hétérogènes	86
27 - Diagramme CM et forme canonique des courbes granulométriques	88

	Pages
28 - Variation granulométrique au sein des lits silto-sableux.....	89
29 - Exemple de séquences silto-argileuses	90
30 - Distribution horizontale de la médiane granulométrique des vases silto-argileuses	93
31 - Evolution théorique transversale et horizontale des dépôts. Définitions des paramètres étudiés	96
32 - Variation de l'épaisseur des turbidites silto-sableuses dans les dépôts superficiels	100
33 - Distribution horizontale de pourcentage d'éléments supérieurs à 63 µm dans les vases silto-argileuses	102
34 - Taux de sédimentation au Würm 3	103
35 - Organisation des dépôts sur la levée nord au Würm 3	104
36 - Evolution des dépôts holocènes entre le chenal de Capbreton- Santander (branche est) et sa levée gauche	110
37 - Comparaison du nombre de lits par mètre, selon leur épaisseur, entre les dépôts de chenaux et de levées	112
38 - Taux de sédimentation au post-Würm 3	115
39 - Organisation des dépôts sur la levée nord au post-Würm 3	116
40 - Variation du rapport moyen smectite/illite entre le Würm 3 et l'Holocène et entre le chenal du Cap-Ferret et la levée nord	118
41 - Taux de sédimentation à l'interstade Würm 2 - Würm 3	122
42 - Organisation des dépôts sur la levée nord à l'interstade Würm 2 - Würm 3	124
43 - Evolution des épandages turbiditiques sur l'éventail du Cap-Ferret au Quaternaire récent	126
44 - Localisation des Grès d'Annot	132
45 - Direction des apports lithofaciés dans la série des Grès d'Annot ...	136
46 - Principaux types de dépôts reconnus	138
47 - Les Grès hétérogènes : turbidites sableuses de haute densité	140
48 - Aspect général des Grès d'Annot	144
49 - Contact en "onlap" des Grès d'Annot sur les Marnes bleues	146
50 - Terminaison des strates au Sud de la montagne de Chalufy	147
51 - Carte des isopaques : a) du calcaire nummulitique	149
b) des Marnes bleues	150
52 - Coupe schématique dans le synclinal d'Annot	151
53 - Aspect lenticulaire des bancs	154
54 - Direction des apports, rapport sable/argile, du Nord d'Annot au Sud du massif des Trois Evêchés	156
55 - Organisation verticale des strates, définition de la séquence type .	158
56 - Schéma de l'organisation de la série des Grès d'Annot	164
57 - Coupe sismique perpendiculaire à la levée nord	191

	Pages
58 - Configuration de progradation	202
59 - Configuration de progradation	204
60 - Configuration en feuillets, en drapage de feuillets	206
61 - Remplissage en "onlap"	208
62 - Configuration en coin	212
63 - Remplissages chaotiques d'axes de chenaux	214
64 - Remplissage en configuration sigmoïde, chenal d'accrétion	214
65 - Remplissage complexe	215
66 - Configuration en monticule	216
67 - UFS d'axe de chenal	220
68 - Dépôts latéraux, UFS de bonne continuité en feuillets	222
69 - Evolution de la configuration des dépôts entre la banquette nord et la levée nord	223
70 - Relation UFS de chenaux - UFS de dépôts latéraux	224
71 - Configuration en dunes hydrauliques	226
72 - Relations entre les configurations des dépôts d'axe de chenal et de débordement	227
73 - Migration latérale des chenaux	230
74 - Dissymétrie induite par la migration du chenal	232
75 - UFS de chenaux ; relation UFS chaotique faible amplitude - UFS forte amplitude, érosion ou passage latéral de faciès ?	234
76 - Relation UFS chaotique de chenaux - dépôts latéraux	236
77 - Chenaux emboîtés à l'origine de la levée nord	238
78 - Glissements de pente	242
79 - Glissements en masse affectant les dépôts de débordement de la banquette nord	244
80 - Failles synsédimentaires, extrémité de la banquette nord	246
81 - Glissements synsédimentaires, interaction déformation gravitaire - sédimentation	247
82 - Proposition d'attribution stratigraphique des séquences de dépôt ...	286
83 - Courbe isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ au Pliocène supérieur et Pléistocène	291
84 - Schématisation des étapes de l'édification de l'éventail du Cap-Ferret	294
85 - La sédimentation terrigène de marge continentale, relation entre facteurs, processus dynamiques, faciès et corps sédimentaires	322
86 - Proposition de classification des accumulations turbiditiques selon la nature des apports terrigènes	340

TABLEAUX :	Pages
1 - Définition des principales séquences de dépôt	254
2 - Comparaison des taux de sédimentation observés dans les forages IPOD avec ceux déduits des différentes hypothèses d'attribution stratigraphique du toit de la séquence III et des réflecteurs G9 et G10	272
3 - Principaux caractères de l'éventail du Cap-Ferret et de la série des Grès d'Annot	333
4 - Place de l'éventail du Cap-Ferret et de la série des Grès d'Annot par rapport aux différents modèles d'éventails subaquatiques	339

PLANCHES :

Planches 1 à 9 - Délimitation et définition des séquences de dépôt dans les différents domaines morphologiques. Extraits de profils sismiques haute résolution caractéristiques 300 à 316

Planche hors texte - Bathymétrie Seabeam de l'éventail du Cap-Ferret, localisation des prélèvements Kullenberg et des sections sismiques.

ANNEXE :

Tabl. 1 - Critères biostratigraphiques du Quaternaire terminal dans le Golfe de Gascogne (foraminifères planctoniques)	XXXIV
Fig. 1 - Etapes de comblement du bassin d'Aquitaine	XLII
Fig. 2 - Réseau hydrographique au Pliocène	XLVI
Fig. 3 - Stratigraphie acoustique du Golfe de Gascogne	L

- TABLE DES MATIÈRES -

	Pages
SOMMAIRE	
INTRODUCTION	1
PREMIERE PARTIE : LA SEDIMENTATION TURBIDITIQUE, REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	5
Chapitre I - DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE EN MILIEU MARIN PROFOND : EVOLUTION DES IDEES	7
Chapitre II - ECOULEMENTS GRAVITAIRES ET FACIES DE DEPOT ASSOCIES	11
1 - DYNAMIQUE DES ECOULEMENTS GRAVITAIRES	11
1.1 - Coulée boueuse, écoulement de débris	13
1.2 - Ecoulement granulaire	13
1.3 - Ecoulement fluidisé, écoulement de sédiment liquéfié	15
1.4 - Courant de turbidité	15
2 - LES TURBIDITES	18
2.1 - Turbidites classiques	19
2.1.1 - La séquence de BOUMA	19
2.1.2 - Signification dynamique	20
2.2 - Les turbidites de haute densité : turbidites atypiques	21
2.3 - Les turbidites de faible densité : turbidites de vase	23
2.3.1 - Origine	23
2.3.2 - Structure de dépôt	24
2.3.3 - Identification des turbidites de vase	25
Chapitre III - LES CORPS SEDIMENTAIRES TURBIDITIQUES : LES EVENTAILS SUBAQUATIQUES	27
1 - DEFINITION	27
2 - LES EVENTAILS SUBAQUATIQUES MODERNES	29
2.1 - Organisation morphologique	30
2.1.1 - Modèle de NORMARK	30
2.1.2 - Autres types d'organisation morphologique	31
2.2 - Dynamique sédimentaire	32
2.2.1 - Organisation générale des dépôts	33
2.2.2 - Evolution des éventails subaquatiques	37
3 - LES EVENTAILS SUBAQUATIQUES ANCIENS	40
3.1 - Reconnaissance des éventails subaquatiques anciens	40
3.2 - Les différents modèles	41
3.2.1 - Faciès lithologiques	41
3.2.2 - Modèle de MUTTI : éventail à haute efficacité de transport.	43
3.2.3 - Modèle de WALKER : éventail à basse efficacité de transport.	45
3.2.4 - Autres modèles	47

	Pages
4 - INTERET ECONOMIQUE DES EVENTAILS SUBAQUATIQUES	48
4.1 - Développement de l'exploration	48
4.2 - Potentiel pétrolier des éventails subaquatiques	49
<u>CONCLUSION</u> : BILAN DES CONNAISSANCES ET VOIES DE RECHERCHE..	51
 <u>DEUXIEME PARTIE</u> : APPROCHE SEDIMENTOLOGIQUE DE DEUX EXEMPLES DE CORPS SEDIMENTAIRES TURBIDITIQUES : L'EVENTAIL SUBAQUATIQUE ACTUEL DU CAP- FERRET, LA SERIE DES GRES D'ANNOT.....	57
 Chapitre I - <i>L'EVENTAIL SUBAQUATIQUE ACTUEL DU CAP-FERRET : UN EXEMPLE DE SEDIMENTATION ARGILO-SILTEUSE</i>	59
1 - LE PROGRAMME CAP-FERRET	61
1.1 - Origine du programme Cap-Ferret	61
1.2 - Moyens mis en oeuvre	61
2 - MORPHOLOGIE DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET	63
2.1 - Les provinces morphologiques de la marge continentale	63
2.2 - Organisation morphologique de l'éventail du Cap-Ferret	65
2.2.1 - La dépression du Cap-Ferret	67
2.2.2 - La zone d'accumulation sédimentaire	69
2.3 - Chenaux et levées sédimentaires : organisation morphologique de détail	71
2.3.1 - Canyons et chenaux	71
2.3.2 - La zone de confluence centrale	72
2.3.3 - Levées et banquettes sédimentaires	73
2.4 - L'éventail du Cap-Ferret : un modèle original	74
3 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE SUPERFICIELLE DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET	77
3.1 - Lithologie et mode de mise en place des dépôts	77
3.1.1 - Nature des dépôts	77
3.1.1.1 - Les faciès de vases	79
3.1.1.2 - Les faciès silto-sableux	83
3.1.1.3 - Les faciès hétérogènes	87
3.1.2 - Mode de mise en place : importance des courants de turbidité	87
3.1.2.1 - Les lits silto-sableux : turbidites	87
3.1.2.2 - Les vases silto-sableuses : turbidites ou hémipélagites	91
3.1.2.3 - Les niveaux hétérogènes : écoulements gravitaires denses et bioturbation	94
3.1.2.4 - Conclusion	94
3.2 - Distribution des turbidites sur l'éventail du Cap-Ferret	94
3.2.1 - Eléments d'interprétation	95
3.2.1.1 - Organisation des dépôts	95
3.2.1.2 - Prise en compte du facteur morphologique	97
3.2.1.3 - Age des dépôts, taux de sédimentation	98
3.2.2 - Distribution des turbidites en fonction du relief	99
3.2.2.1 - Les faits	99
3.2.2.2 - Interprétation	101
3.2.2.3 - Distribution des vases silto-argileuses	101

	Pages
3.2.3 - Distribution des turbidites dans les chenaux et sur les levées sédimentaires	103
3.2.3.1 - Les dépôts de la levée nord au Würm 3	103
3.2.3.2 - Les dépôts dans le système Capbreton-Santander (post-Würm 3)	108
3.2.3.3 - Généralisation, dynamique sédimentaire des domai- nes de chenaux et de levées	111
3.2.4 - Distribution des turbidites en fonction des épisodes climatiques	114
3.2.4.1 - Opposition entre les dépôts du Würm 3 (stade glaciaire) et du post-Würm 3 (post-glaciaire)	114
3.2.4.2 - Les dépôts de l'interstade Würm 2 - Würm 3	121
3.3 - Evolution des dépôts au cours du Quaternaire récent	127
 Chapitre II - <i>LA SERIE DES GRES D'ANNOT : UN EXEMPLE DE SEDIMENTATION TURBIDITIQUE SABLEUSE</i>	131
1 - OBJECTIF DES RECHERCHES	131
2 - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL	134
2.1 - La série nummulitique	134
2.2 - Origine et lithofaciès des Grès d'Annot	135
3 - LITHOLOGIE ET MODE DE MISE EN PLACE DES DEPOTS	139
3.1 - Les niveaux argilo-gréseux : "turbidites classiques Tbe, Tce".	139
3.2 - Les grès homogènes : "turbidites tronquées Ta, Tab"	139
3.3 - Les grès hétérogènes : "turbidites sableuses de haute densité".	141
3.4 - Les paraconglomérats à matrice argileuse : "coulées boueuses" ..	143
4 - ORGANISATION DES DEPOTS	145
4.1 - Relation avec les Marnes bleues	145
4.1.1 - Etude de contact Marnes bleues - Grès d'Annot au Sud du massif des Trois Evêchés	145
4.1.2 - Généralisation à l'ensemble de la zone étudiée	148
4.2 - Organisation interne de la série des Grès d'Annot	152
4.2.1 - Evolution latérale	153
4.2.1.1 - Evolution latérale à l'échelle des bancs	153
4.2.1.2 - Evolution latérale d'ensemble	155
4.2.2 - Evolution verticale	157
5 - MODALITES DE MISE EN PLACE DES DEPOTS	161
6 - PLACE DES DEPOTS ETUDIES DANS UN SYSTEME D'EVENTAIL SUBAQUATIQUE ...	165
 Chapitre III - <i>COMPARAISON DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET ET DES GRES D'ANNOT : LES MODALITES D'EDIFICATION DES APPAREILS TURBIDITIQUES</i>	169
1 - ALIMENTATION TERRIGENE DES APPAREILS TURBIDITIQUES	169
2 - DISTRIBUTION DES DEPOTS	172
2.1 - Faciès de dépôt	172
2.2 - Topographie de la surface de dépôt	172
2.3 - Ségrégation horizontale des dépôts	173
3 - L'EVENTAIL DU CAP-FERRET, LA SERIE DES GRES D'ANNOT : DEUX MODELES D'EVENTAIL SUBAQUATIQUE ?	175

	Pages
TROISIEME PARTIE : APPROCHE SISMIQUE DES MODALITES D'EDIFICATION DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET DANS LE CADRE DE L'EVOLUTION DE LA MARGE AQUITAINE AU CENOZOIQUE ...	177
Chapitre I - LES DONNEES SISMIQUES, METHODES ET ELEMENTS D'INTERPRETATION	179
1 - LES DONNEES SISMIQUES	180
1.1 - Les données sismiques haute résolution	180
1.1.1 - Acquisition et traitement	180
1.1.2 - Localisation	180
1.2 - Les données Flexotir	181
2 - "L'INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE DES DONNEES SISMIQUES".	182
DEFINITION	182
2.1 - La stratigraphie sismique	182
2.2 - Séquence de dépôt	182
2.2.1 - Définition	182
2.2.2 - Ordre de grandeur	183
2.2.3 - Relations géométriques des strates aux limites d'une séquence. Définition des termes	183
2.3 - L'unité de faciès sismique (UFS)	184
2.4 - Etude des variations relatives du niveau de la mer	186
2.5 - Intérêt et limite de l'application des principes de la stratigraphie sismique	186
3 - ELEMENTS D'INTERPRETATION DES PROFILS SISMIQUES DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET	188
3.1 - Contexte géologique des dépôts étudiés	188
3.2 - Apports de l'étude des dépôts superficiels de l'éventail du Cap-Ferret pour l'interprétation des sections sismiques	189
3.2.1 - Comparaison des données de surface et des données sismiques	189
3.2.1.1 - Echelle des observations	189
3.2.1.2 - Comparaison des épaisseurs relatives des séquences de dépôt	190
3.2.1.3 - Comparaison des faciès sismiques et des faciès lithologiques	193
3.2.1.4 - La complémentarité des données	193
3.2.2 - Evolution des dépôts dans le temps	194
3.2.3 - Application à l'étude des chenalizations et des constructions latérales associées	195
3.2.3.1 - Création des chenaux	196
3.2.3.2 - Evolution des chenaux	197
Chapitre II - IMAGES SISMIQUES CARACTERISTIQUES : LEUR INTERPRETATION DYNAMIQUE	201
1 - LES PRINCIPALES CONFIGURATIONS	203
1.1 - Configuration de progradation	203
1.1.1 - Configuration de progradation sigmoïde	203
1.1.2 - Configuration de progradation oblique	205
1.2 - Configuration en feuillets et en drapage de feuillets	207
1.3 - Configuration de remplissage	209

	Pages
1.3.1 - Remplissage en "onlap"	210
1.3.2 - Configuration en coin	211
1.3.3 - Remplissage chaotique	213
1.3.4 - Remplissage en configuration sigmoïde	213
1.3.5 - Remplissage complexe	213
1.4 - Configuration en monticule	217
2 - CHENALISATION ET CONSTRUCTIONS LATERALES ASSOCIEES	219
2.1 - Les unités de faciès sismique de chenaux	219
2.1.1 - UFS de faible continuité et faible amplitude	219
2.1.2 - UFS de faible continuité et forte amplitude	219
2.1.3 - UFS de bonne continuité et de forte amplitude	219
2.2 - Les unités de faciès sismique des dépôts latéraux associés aux chenaux	221
2.2.1 - UFS de bonne continuité	221
2.2.2 - UFS de continuité et amplitude variables, de configuration en monticule	225
2.3 - Création et évolution des chenaux	228
2.3.1 - Création des chenaux	229
2.3.2 - Migration latérale des chenaux	229
2.3.3 - Variation du niveau d'énergie	233
3 - DEFORMATIONS GRAVITAIRES	243
3.1 - Mise en évidence	243
3.2 - Déformations synsédimentaires	245
3.3 - Les limites d'interprétation	248
Chapitre III - EVOLUTION DE LA MARGE AQUITAINE AU CENOZOIQUE ET EDIFICATION DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET	251
1 - RECONNAISSANCE DES PRINCIPALES SEQUENCES DE DEPOT	252
1.1 - Problème de reconnaissance	252
1.2 - Définition des principales séquences de dépôt	252
2 - CARACTERISATION DES PRINCIPALES SEQUENCES DE DEPOT : MODALITES DE MISE EN PLACE	256
2.1 - Séquence I :	256
2.1.1 - Caractères généraux	256
2.1.2 - Sous-séquence Ia	256
2.1.3 - Sous-séquence Ib	257
2.1.4 - Evolution d'ensemble de la séquence I	258
2.2 - Séquence II :	258
2.2.1 - Caractères généraux	258
2.2.2 - Plateau continental et graben du Cap-Ferret	258
2.2.3 - Glacis continental	259
2.2.4 - Evolution d'ensemble de la séquence II	260
2.3 - Séquence III :	261
2.3.1 - Caractères généraux	261
2.3.2 - Plateau continental et graben du Cap-Ferret	261
2.3.2.1 - Plateau continental	261
2.3.2.2 - Graben du Cap-Ferret	262
2.3.2.3 - Interprétation	263
2.3.3 - Glacis continental	263
2.3.4 - Evolution d'ensemble de la séquence III	264
2.4 - Séquence IV : l'édification de l'éventail du Cap-Ferret	265
2.4.1 - Plateau continental	265
2.4.2 - Graben du Cap-Ferret	266
2.4.2.1 - Sous-séquence inférieure C8-10	267

	<u>Pages</u>
2.4.2.2 - Sous-séquence supérieure C10-actuel	268
2.4.2.3 - Evolution d'ensemble de la séquence IV dans le graben du Cap-Ferret	269
2.4.3 - Glacis continental	269
2.4.3.1 - Caractères d'ensemble	269
2.4.3.2 - Domaine Sud : système Capbreton-Santander	270
2.4.3.3 - Domaine Nord : système Cap-Ferret	272
2.4.3.4 - Evolution d'ensemble de la séquence IV sur le glacis	275
2.4.4 - Interprétation générale de la séquence IV	276
3 - INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE DES DONNEES SISMQUES	279
3.1 - Exploitation des données de forages	279
3.1.1 - Forages du plateau continental	279
3.1.2 - Forages en milieu marin profond (IPOD)	279
3.2 - Les phases de structuration du Cénozoïque	283
3.3 - Les variations relatives du niveau marin	284
3.3.1 - Application du modèle de VAIL et al. (1977)	285
3.3.1.1 - Application du modèle de VAIL et al. au Cénozoïque aquitain	285
3.3.1.2 - Application du modèle de VAIL et al. aux données sismiques	287
3.3.2 - Variations glacio-eustatiques plio-quaternaires	289
4 - LES MODALITES D'EDIFICATION DE L'EVENTAIL DU CAP-FERRET	293
 <u>QUATRIEME PARTIE : SYNTHESE ET CONCLUSION</u>	319
1 - LA SEDIMENTATION TERRIGENE DE MARGE CONTINENTALE. PLACE DE LA SEDIMENTATION TURBIDITIQUE	323
2 - METHODES D'APPROCHE DES DEPOTS TURBIDITIQUES	324
2.1 - Eventail du Cap-Ferret : marge actuelle	324
2.2 - Série des Grès d'Annot : marge ancienne	326
3 - MODALITES D'EDIFICATION DES APPAREILS TURBIDITIQUES	327
3.1 - Alimentation terrigène des marges continentales	327
3.1.1 - Importance du cadre morphostructural	327
3.1.2 - Importance du climat	328
3.2 - Origine des écoulements gravitaires, caractérisation des dépôts de pente	330
3.3 - Edification des appareils turbiditiques	332
3.3.1 - La série des Grès d'Annot	334
3.3.2 - L'éventail du Cap-Ferret	335
3.4 - Les modèles d'éventails subaquatiques. Application à l'exploration pétrolière	338
3.4.1 - Classification des éventails subaquatiques	338
3.4.2 - Application à l'exploration pétrolière	341
4 - DEVELOPPEMENTS FUTURS	343

15 JAN. 1986

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.42